ATTI

DELLA

SOCIETÀ ITALIANA

DI SCIENZE NATURALI

E DEL

MUSEO CIVICO

DI STORIA NATURALE DI MILANO

VOLUME CIX

FASCICOLO IV

Pubblicato con il contributo del C.N.R.

MILANO

—

15 Dicembre 1969

EDITRICE SUCC. FUSI - PAVIA

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 351-379. 15-XII-1969

LIVIO TAMANINI

GLI *SCAPHIDIIDAE* DEL MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO, CON APPUNTI SUI CARATTERI SPECIFICI E DESCRIZIONE DI UNA NUOVA SPECIE

(*Coleoptera*)

Riassunto. — L'Autore esamina la ricca serie di *Scaphidiidae* del Museo Civico di Storia Naturale di Milano e ne dà l'elenco, unitamente a quelli della sua collezione. Di ogni specie presenta l'attuale distribuzione e descrive le parti maschili. Ridescrive la *Baeocera palumboi* Ragusa che passa per pertinenza di caratteri nel genere *Scaphisoma*. Descrive lo *Scaphisoma loebli* n. sp., dell'Italia centro-settentrionale e dell'Albania.

Summary. — The Author examines a rich *Scaphidiidae* material largely belonging to the « Museo Civico di Storia Naturale » of Milan. The species are treated separately, and for each of them are given some accounts about morphology and zoogeografical distribution. *Scaphisoma loebli* n. sp. is described.

L'amico C. Conci, Direttore del Museo Civico di Storia Nanaturale di Milano, mi ha affidato per l'esame gli *Scaphidiidae* conservati in detto Istituto. Questo materiale, abbastanza numeroso e vario, mi ha dato l'opportunità di riprendere, dopo molti anni, l'esame di questa interessante famiglia di Coleotteri. Qui di seguito riporto l'elenco delle specie esaminate, la loro distribuzione e le caratteristiche delle parti maschili.

In tutte le vecchie descrizioni la discriminazione delle specie si basava sulla forma delle antenne, dei palpi mascellari, della punteggiatura e sullo sviluppo della costa che corre lungo il margine suturale delle elitre. Le prime brevi descrizioni, con semplici figure, delle parti maschili, le troviamo nel lavoro di LUNDBLAD (1952) sugli *Scaphosoma* della Svezia. TAMANINI (1954, 1955) cercò

di approfondire lo studio del fallo ed in modo particolare dell'endofallo che nessuno aveva ancora indagato. Löbl (1963-1968) proseguì questo metodo ed in tutte le sue diagnosi riporta buone descrizioni delle parti maschili. Di rado però egli prende in esame l'endofallo, ricco di caratteri specifici costanti.

L'*endophallus* (sacco interno del fallo, endosoma di AA. vari) allo stato di riposo è ritirato, come un tubo flessibile, entro la metà o i due terzi distali del fallo. In qualche specie l'estremità distale è sclerotizzata (figg. 5, G-H e 6, A-D); in tale caso, nel fallo in riposo, per trasparenza, si può intravedere una armatura a tubo nella parte mediana. In alcune specie del genere *Scaphisoma* tale armatura può essere affiancata da sclerotizzazioni simmetriche (figg. 5, A-B). Nel genere *Eubaeocera* la parte distale sclerotizzata è la più lunga e molto complessa (figg. 3, D-E), e ad essa, nella femmina, fanno riscontro degli stili particolari. Nel genere *Scaphidium* l'endofallo possiede delle armature simmetriche (figg. 1, F-H; 2, A-C). Dall'esame delle nostre specie risulta che nei vari generi lo svilupo dell'endofallo è molto vario, ma costante nelle singole specie, per cui il suo studio, su scala molto più vasta, potrà dare un notevole contributo alla definizione dei gruppi filetici.

Il materiale elencato nelle pagine che seguono appartiene alle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, esclusi i pochi esemplari con « leg. Tamanini » che si trovano nella collezione dell'A., e quelli per i quali viene esplicitamente indicata la collezione di appartenenza.

Scaphium immaculatum Oliv., 1790 - Figg. 1, A-E.

Ganglbauer L., 1899. Die Käfer von Mitteleuropa, III B., 2° Heft, pp. 339-340.

Materiale esaminato: Italia: Toscana (Verna, Fiesole e Consuma, leg. Lombardi); Lazio (dint. Roma, leg. Straneo; Nettuno, leg. Loro); Sicilia (Monti Peloritani, leg. Schatzmayr); Isole Eolie (Vulcano e Lipari, leg. Tamanini). - Francia: Monti Pirenei (in coll. Halbherr, Museo Civ. Rovereto). - Tunisia: Ain Draham, leg. Demorflys. - Algeria: Lavardure, leg. Schatzmayr.

In Winkler (1925: 321) la specie è indicata solo dell'Europa centrale e della Grecia; è nuova la sua segnalazione nell'Africa Minore.

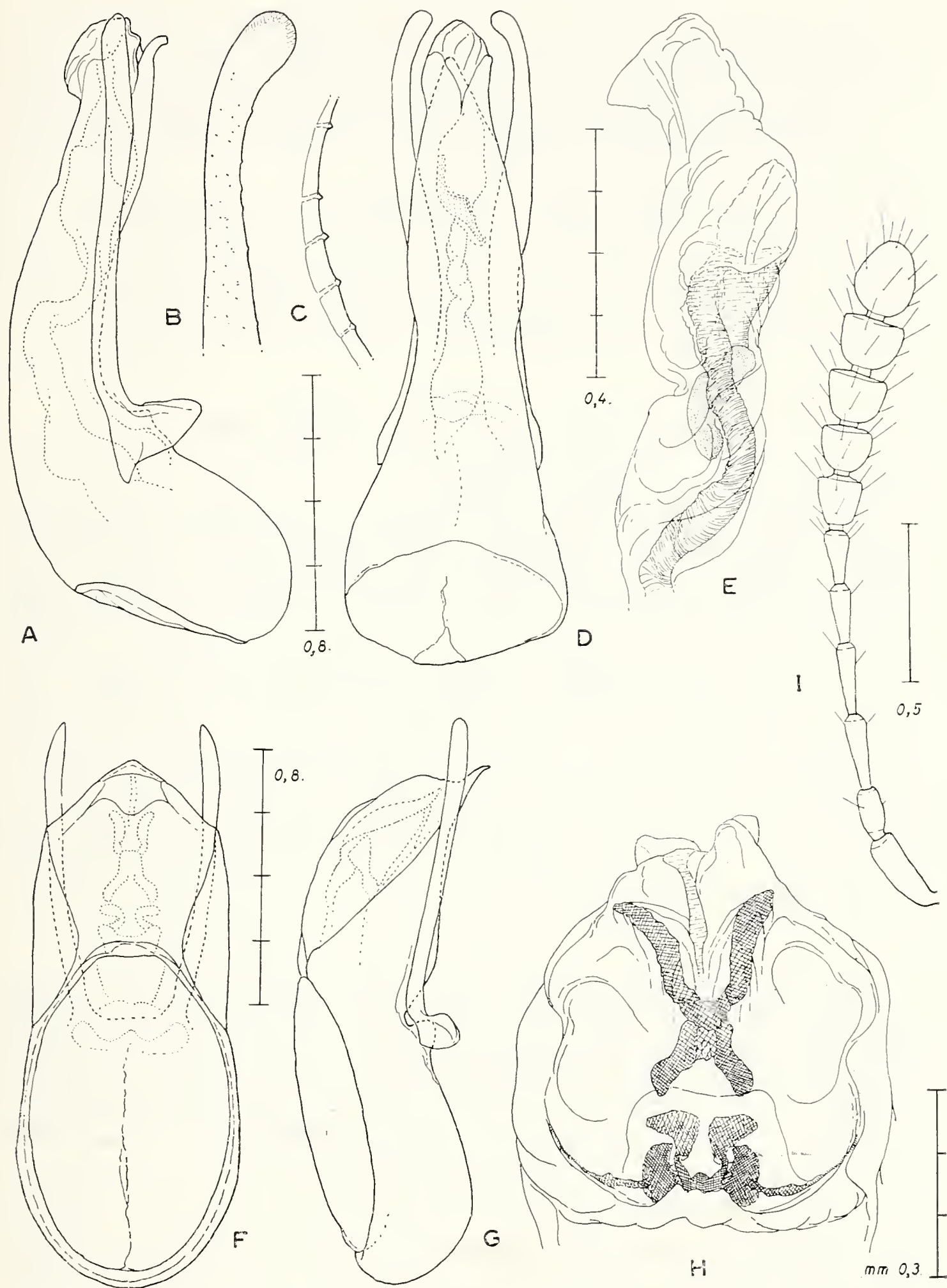



Fig. 1. — A-E, *Scaphium immaculatum* di Tunisia: A e D, fallo visto di fianco e di sopra; B, parte distale del paramere; C, margine interno del paramere a maggiore ingrandimento; E, endofallo con le parti maggiormente sclerotizzate. - F-I, *Scaphidium quadrimaculatum* di Albania: F, G, fallo visto di sopra e di fianco; H, endofallo con le parti maggiormente sclerotizzate; I, antenna.

Gli esemplari raccolti da Tamanini nelle Eolie si trovavano nel fogliame guasto di quercia invaso da Micomiceti.

Il fallo di questa specie è molto allungato, bene sclerificato e con la punta curvata verso il basso. La parte distale, dalla inserzione dei parameri alla punta, è lunga una volta e mezzo della parte posteriore (figg. A, D). L'endofallo ha delle zone striate e raspose sclerificate, manca di una vera armatura interna. I parameri sono lunghi poco meno dei tre quarti della lunghezza complessiva del fallo; all'estremità sono curvati verso l'interno.

Scaphidium quadrimaculatum Oliv., 1790 - Figg. 1, F-I.

GANGLBAUER L., 1899. Detto, pp. 340-341.

Materiale esaminato: ITALIA: Alto Adige (Lana d'Adige, leg. Tamanini); Trentino (Monte Baldo, l. Tamanini; Villa Lagarina, Volano, Stenico l. Tamanini; Primiero); Friuli-Ven. Giulia (Lusevera e Starmaz, l. Busulini; Trieste, l. Schatzmayr); Toscana (Consuma, l. Patrizi); Lazio (Cerveteri); Campania (Monti Picentini, l. Tamanini); Puglie (Gargano, l. Busulini); Lucania (Monte Pollino, l. Schatzmayr); Calabria (Monte Scuro, l. Ceresa; Sila Grande l. Busulini). - FRANCIA: Grenoble dint. e Mens, l. Tamanini; Fontainebleau, l. Schatzmayr. - SPAGNA: Espinama, l. Koch. - AUSTRIA: Stiria (Voitsberg, l. Busulini; Graz l. Messa); Tirolo (Alpi di Stubai). - JUGOSLAVIA: Istria (S. Pietro, Vremsiza e Castelnuovo, l. Springer; Rodik; Monte Velebit, l. Lona); Carniola (Nassfeld, Lubiana, Golovec, l. Springer); Dalmazia (Fiume, l. Springer); Bosnia (Focia, Visegrad, Maievicia e Stambulcic, l. Zoufal). - ALBANIA: Okol di Boga, l. Stolfa, Mali Krujes, l. Boldori, Scutari e Qukes, l. Tamanini.

Nel catalogo di WINKLER (1925: 321) la specie viene indicata genericamente d'Europa. Vive su diversi funghi; personalmente la raccolsi sui seguenti Poliporacei: *Melanopus squamosus* (Huds.), *Trametes unicolor* (Bull.), *T. versicolor* (L.), *T. suaveolens* (L.), *Leptoporus adustus* (Willd.), *Ganoderma applanatum* Pers. e *Fomes fomentarius* (L.). SCHEERPELTZ e HÖFLER (1948) la raccolsero su *Tramestes gibbosa* (Pers.), *Pluteus cervinus* (Schaeff.), *Hypholoma mutabilis* (Schaeff.), *Pholiota mutabilis* (Schaeff.), *Panus rudis* Fries. Non raccolsi mai questa specie nel fogliame guasto come lo *Scaphium*.

La forma del corpo, ed in modo particolare delle antenne, avvicinano lo *Scaphidium quadrimaculatum* alla specie precedente; le differenze fra i due tipi di fallo sono notevoli.

Il fallo del *quadrimaculatum* è largo piatto ed ha la parte distale lunga pressochè quanto la parte posteriore. L'endofallo ha due gruppi di armature simmetriche. I parameri sono molto più brevi che nello *Scaphium* e più sottili che negli altri generi.

Scaphidium amurense Solsky, 1871 - Figg. 2, A-C.

LÖBL I., 1965. *Scaphidium bodemeyeri* Reitter, species propria. *Annotationes zool. et botan.*, 19°, Bratislava, pp. 1-3.

Materiale esaminato: SIBERIA: Vladivostok, due maschi (mm 5,1 e 5,3) (leg. Hermann).

E' una entità diffusa nella Cina settentrionale, in Corea e nella Siberia orientale. Il fallo dell'*amurense* è simile a quello del *quadrimaculatum*, se ne differenzia per avere la metà distale chiaramente più breve della posteriore, la punta meno allungata e più ricurva. Le armature dell'endofallo sono analoghe a quelle della specie precedente, sebbene con forme chiaramente diverse.

Scaphoschema poupilleri Reiche, 1864 - Figg. 2, D-G.

REITTER E., 1886. Bestimmungs-Tabellen der europäischen Coleopteren. III Heft, 2° Auflage, Mödling, p. 5.

Materiale esaminato: TUNISIA: Rades, località a Est di Tunisi, un maschio (mm 2,75) (leg. Grosclaude, XII.1936).

La specie è indicata della Spagna meridionale e dell'Algeria; la sua citazione per la Tunisia è nuova.

Una delle caratteristiche più salienti di questo genere è l'esilità e la lunghezza delle antenne. La lunghezza dei vari articoli hanno inoltre un buon valore specifico, ed in modo particolare i rapporti che corrono fra il 3° articolo ed il 4°-11°, come nello specchio che segue [1]:

Articoli	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
Rapporto con il 3° art.	1,1	1	1	0,97	1,20	1,05	1,17	0,90	1,10	0,97	1,22

[1] Prendo quale termine di confronto il terzo articolo perchè la sua lunghezza è più costante ed ha un notevole valore anche per la separazione dei generi ed inoltre, quando si stacca l'antenna per farne il preparato, nella maggior parte dei casi, si rompe tra il 2° ed il 3° articolo.

La forma del fallo è nel suo insieme quella degli *Scaphisomini*; la parte distale è nettamente più breve della posteriore e termina in una punta diritta (figg. D, E). L'endofallo è coperto di striature e rasposità sclerotizzate, nella parte distale ha una piccola armatura biforcuta ed alla base di questa alcuni piccoli speroni protesi in avanti. I parameri sono distintamente più lunghi della metà del fallo e, visti da sopra, sono gradatamente curvati verso l' interno.

Eubaeocera schirmeri (Reitter, 1879) - Fig. 3, C.

GANGLBAUER L., 1899. Die Käfer von Mitteleuropa, III B., 2° Heft, Wien, pp. 345-346.

Materiale esaminato: AZERBAIGIAN (URSS mer.): Monti Talis, una femmina di mm 1,35 (leg. Leder e Reitter).

Oltre che di questa regione la specie è nota della Jugoslavia, Italia e Corsica. Secondo REITTER (1881) predilige gli ambienti umidi con *Arundo*.

Anche in questo genere le antenne hanno un notevole valore specifico; i rapporti di lunghezza dei vari articoli con il terzo sono riassunti nello specchio che segue:

Articoli	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
Rapporto con il 3°	2,0	1,8	1	1,13	1,50	1,21	1,90	1,34	1,90	1,85	2,11

Nella *E. schirmeri* Reitter il terzo articolo è il più breve, il 7° e 9° sono quasi due volte il 3°, l'ultimo è più di due volte il 3° e l'8° è solo una volta e un terzo maggiore del 3° articolo (fig. 3, C). L'articolo terminale dei palpi mascellari è di un decimo più lungo del penultimo e questo è largo una volta e mezza l'ultimo.

Eubaeocera nobilis (Reitter, 1884) - Fig. 3, B.

REITTER E., 1884. Sechs neuen Coleopteren aus Italien gesammelt von Herrn Agostino Dodero. *Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova*, 21, p. 371.

Materiale esaminato: ITALIA: Monte Pollino in Lucania, una femmina di mm 1,70 (leg. Koch e Schatzmayr, 12.7.1933).

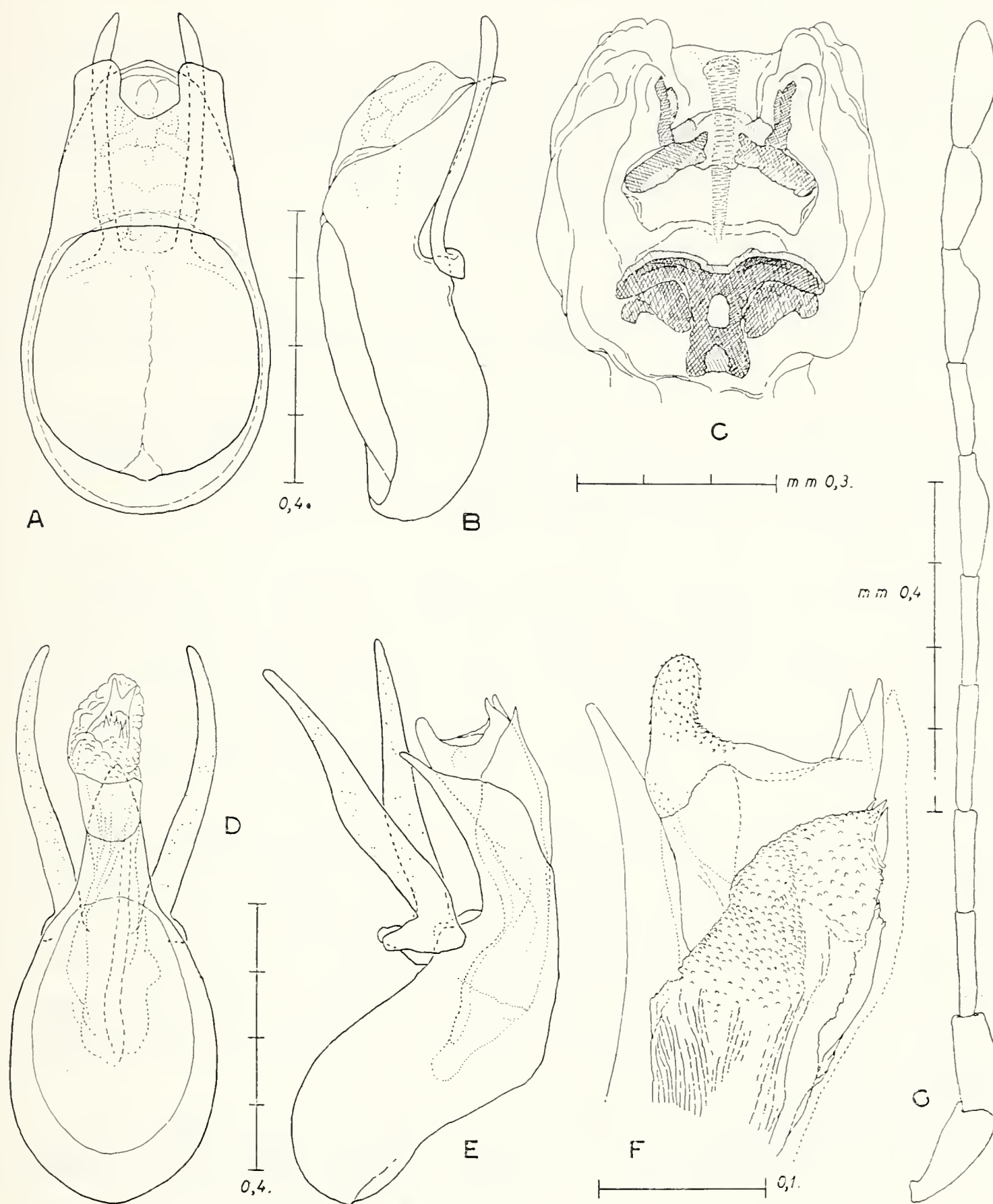



Fig. 2. — A-C, *Scaphidium amurense* di Vladivostok: A, B, fallo visto di sopra e di fianco; C, endofallo con le parti maggiormente sclerotizzate. - D-G, *Scaphoschema poupillieri* di Tunisia: D, E, fallo visto di sopra e di fianco; F, parte distale del fallo dal quale sporge parzialmente l'endofallo; G, antenna sinistra.

La specie venne raccolta fino ad ora in Toscana, Lazio, Sardegna, Corsica e Algeria.

Come risulta con evidenza dalla figura, le antenne sono distintamente più lunghe che nella specie precedente ed hanno il terzo articolo più breve degli altri dieci. I rapporti di lunghezza dei vari articoli con il terzo sono i seguenti:

Articoli	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
Rapporto con il 3°	1,7	1,7	1	1,47	1,50	1,30	1,55	1,17	1,47	1,47	2,17

Gli articoli 7° e 9° sono lunghi circa una volta e mezzo la lunghezza del 3°, l'8° è una volta e un sesto il 3° e l'ultimo è poco più di due volte il terzo articolo.

Eubaeocera kapfereri (Reitter, 1915) - Figg. 3, A e D-H.

REITTER E., 1915. Zwei neue paläarktische Käferarten. *Ent. Blätter*, Heft 1-3, p. 42.

Materiale esaminato: TUNISIA: Aiin-Draham, un maschio di mm 1,80 (leg. Normand).

La *E. kapfereri* Rtt è nota nella Tunisia (località tipica è Draham) e dell'Algeria (per comunicazione del Dr. I. Löbl). La citazione di WINKLER (1925) per il Tian-schan è errata. Il riconoscimento della specie mi è stato possibile dai dati comunicatimi gentilmente dal Dr. Löbl, che ha esaminato il tipo della *kapfereri*; con la sola descrizione di Reitter è impossibile identificare questa *Eubaeocera*. Ridescrivo quindi la specie.

Specie vicina alla *Eubaeocera nobilis* Reitter, 1884.

Corpo superiormente fuligineo, eccetto la costa corrente lungo la sutura mediana delle elitre che tende al castaneo. Capo, epipleure ed addome da castaneo a castaneo-fuligineo. Regioni sternali fuliginee. Antenne e zampe castaneo chiari, articoli mediani delle antenne e tarsi tendenti al giallo.

Tutto il corpo appare liscio, solo con ingrandimenti superiori alle 60 volte si riesce ad intravedere una rada e lievissima punteggiatura, in prossimità del margine posteriore delle sub-

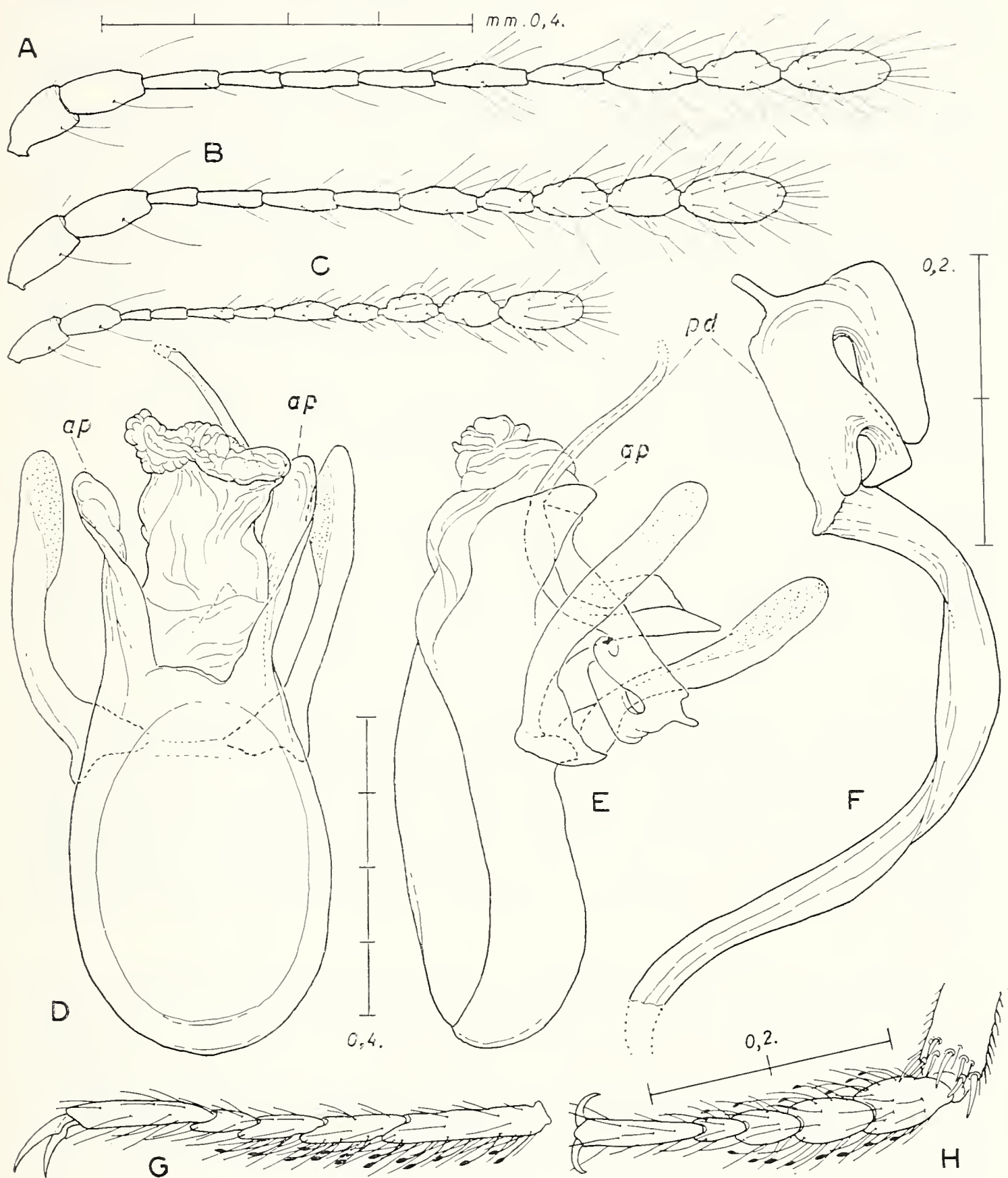



Fig. 3. — A e D-H, *Eubaeocera kapfereri* di Tunisia: A, antenna; D, E, fallo visto di sopra e di fianco (*ap* apofisi laterali); F (*pd*), la parte distale dell' endofallo fortemente sclerotizzata; G, H, tarsi medi e anteriori. - B, *Eubaeocera nobilis* dell'Italia mer., antenna. - C, *Eubaeocera schirmeri* dell'Azerbaigian, antenna.

coxe medie e del margine basale del primo grande sternite vi è una rada fila di punti più impressi e visibile anche con ingrandimenti minori.

Capo il doppio più lungo (mm 0,48) della minore larghezza interoculare e di poco più breve della massima larghezza posteriore (mm 0,44). Ultimo articolo dei palpi mascellari conico, lungo quanto il penultimo e nettamente più stretto di questo. Antenne con gli articoli 3°-8° assai sottili, il 9° e 10° distintamente appiattiti e dilatati nel lato anteriore, 11° artcolo ovale e con i lati quasi paralleli. Articoli 1°-3°, 5°, 6°, 8° e 10° con lunghezze poco differenziate; articolo 4° più breve del 3°, ed ultimo articolo poco meno di una volta e mezzo il 3°. Le lunghezze dei vari articoli delle antenne in rapporto al 3° sono le seguenti:

Articoli	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
Rapporto con il 3°	1,1	1,0	1	0,83	1,01	0,97	1,22	0,99	1,19	1,08	1,41

Pronoto semiovale, fortemente ed uniformemente convesso, con l'angolo posteriore leggermente prolungato in angolo acuto ed il margine laterale ed anteriore orlati. Larghezza massima del pronoto pari ad una volta e mezzo la lunghezza mediana. Margine posteriore sinuoso nel mezzo. Scutello completamente nascosto.

Elitre convesse in uniforme continuazione alla convessità del pronoto, posteriormente troncate, con la massima larghezza (mm 1,12) a circa un quarto dalla base; lunghezza mediana (mm 1,21) di poco superiore alla larghezza. La costa suturale è quasi nulla all'apice delle elitre, si rende poi gradatamente evidente, raggiunge la massima larghezza presso la base, dove curva verso l'esterno e raggiunge l'angolo omerale; verso il mezzo della base si assottiglia ed è appena individuabile poi torna ad allargarsi.

Tarsi anteriori del maschio con i primi tre articoli distintamente allargati, questi ed i primi tre articoli dei tarsi medi hanno numerosi peli, più chiari, con terminazione a cucchiaio.

Fallo bene sclerotizzato, tozzo, con la parte appuntita molto breve e piegata ventralmente. La parte distale si può aprire lateralmente onde rendere più ampia l'apertura all'uscita dell'endofallo; le due appendici che si aprono non sono simmetriche. L'endofallo è meno sclerotizzato del fallo, fatta eccezione della parte terminale la quale consta di una complessa armatura e di un lungo tubo ricurvo che è più di metà del fallo (fig. 3, F). I parameri sono leggermente più lunghi della metà del fallo; visti di sopra sono arcuati, nella metà distale sono appiattiti ed all'estremità arrotondati. Visti lateralmente appaiono diritti.

* * *

La *kapfereri*, vista di sopra, è uguale alla *Eubaeocera nobilis* Reitter sia per il colore che per la forma e la mancanza di una punteggiatura. Viste da sotto le due specie si differenziano però facilmente, in modo netto, dato che la *kapfereri* è liscia e la *nobilis* ha le regioni *sternali* punteggiate, specie ai lati del metasterno dove i punti sono visibili anche con modesti ingrandimenti. Nella *nobilis* anche la punteggiatura prossimale del primo sternite è più profonda. Le differenze fra le antenne delle due specie risultano con evidenza dal confronto delle due figure 3, A e 3, B.

Caryoscapha limbatum Erichson, 1845 - Figg. 4, A-E.

GANGLBAUER L., 1899. Die Käfer von Mitteleuropa, III B., 2° Heft, Wien, pp. 343-344.

Materiale esaminato: SIBERIA OR.: due esemplari etichettati « Sibiria or., Reitter ».

Secondo la letteatura il *limbatum* è stato raccolto in Europa centrale e nel Caucaso, la sua citazione per l'Oriente è nuova.

Gli esemplari sono assai vicini alle descrizioni di REITTER (1886) e di GANGLBAUER (1899). La loro lunghezza è di poco inferiore (mm 2,50 e mm 2,54) a quella degli esemplari europei (mm 2,6-2,8); la colorazione è uguale e la punteggiatura del pro-

noto e delle elitre è chiaramente più rada. L'ultimo articolo dei palpi mascellari è uguale a quello del materiale europeo. I rapporti di lunghezza dei vari articoli delle antenne non sono uguali a quelli che ci dà Reitter e si scostano un poco anche da quelli del materiale balcanico esaminato, come risulta dallo specchio che segue:

Articoli antenne	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
Rapp. di Reitter	1	2,0	2,0	3,5	4?	3,3?	4?	—	—
Rapp. estremi del	1	1,18	1,72	3,54	3,63	2,65	3,09	2,80	3,54
materiale balcanico	1	1,46	1,98	4,20	3,80	3,00	3,30	3,40	4,10
Rapp. dei due es. sibirici	1	1,85	2,14	4,14	4,35	3,28	4,07	3,71	4,57

Da questi rapporti risulta che i due esemplari sibirici hanno gli articoli delle antenne V-XI più lunghi, in rapporto al terzo, degli esemplari europei. Anche le poche indicazioni che ci dà Ganglbauer non corrispondono ai dati rilevati personalmente.

La larghezza e la lunghezza del pronoto (mm 1,450 e mm 1,019) come la larghezza e la lunghezza massima delle elitre (mm 1,626 e mm 1,607) entrano nei limiti di variabilità degli esemplari balcanici esaminati. I lati delle elitre però appaiono più convessi e posteriormente meno ristretti.

Il fallo ha la parte distale di poco più breve e termina in una punta diritta (vista di lato). L'endofallo è coperto da una microscultura a scaglie, poco sclerotizzate (fig. 4, C), e termina in un tubo bene differenziato. Quando l'endofallo è completamente ritirato tale tubo viene a trovarsi nel mezzo del fallo. I parameri sono lunghi quanto la parte posteriore del fallo; visti di fianco hanno il tratto distale gradatamente allargato a spatola; visti di sopra sono leggermente curvati ed all'estremità hanno un debole incavo. Non ho riscontrato tra i falli dei *limbatum* orientali e balcanici delle differenze specifiche. L'esiguità del materiale esaminato non permette di stabilire se i *limbatum* sibirici possono essere considerati una sottospecie.

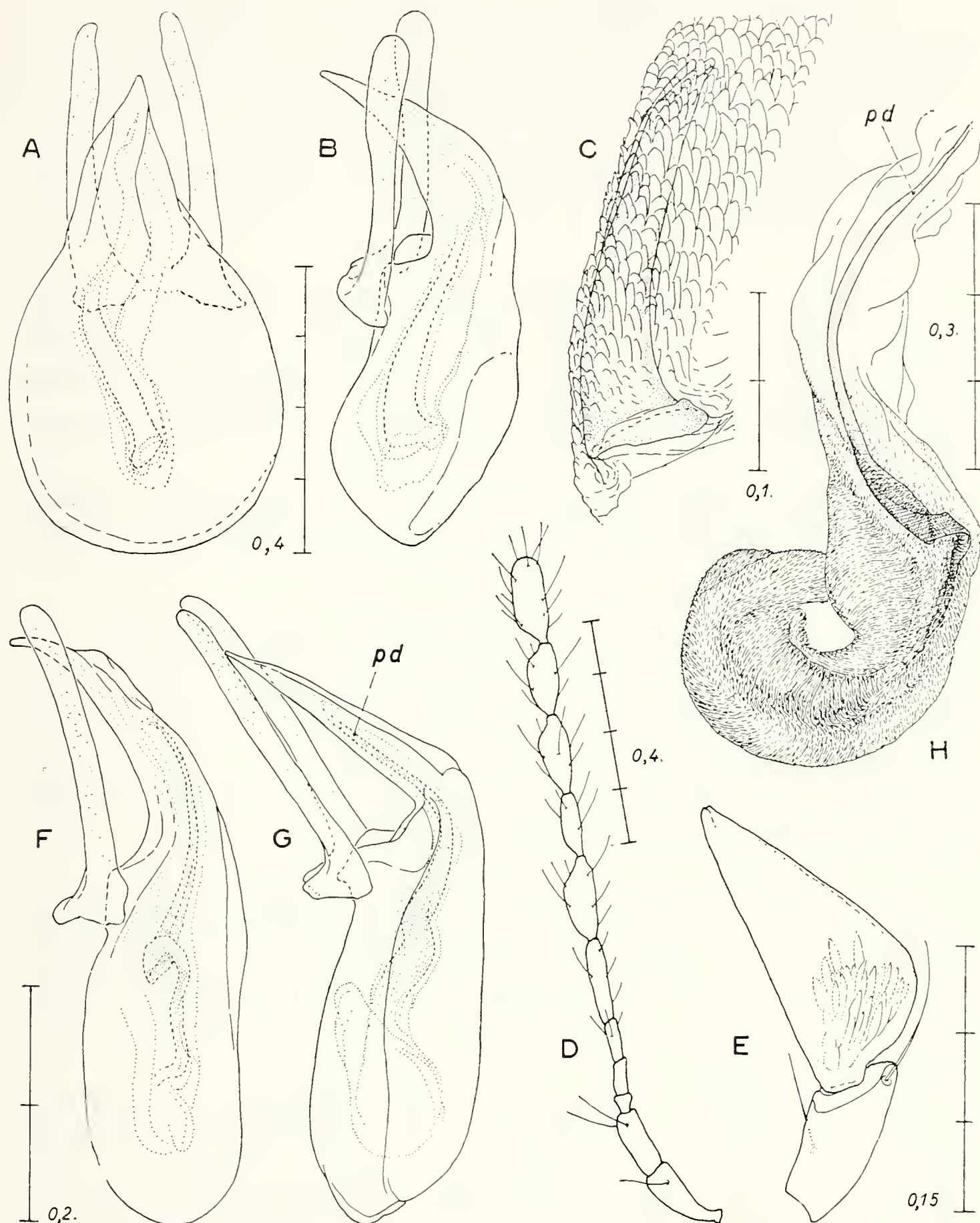



Fig. 4. — A-E, *Caryoscapha limbatum* della Siberia or.: A, B, fallo visto di sopra e di fianco; C, la parte distale dell'endofallo a magg. ingr.; D, antenna; E, i due ultimi articoli dei palpi mascellari. - F, *Scaphisoma subalpinum* d'Albania: fallo visto di fianco. - G, H, *Scaphisoma obenbergeri* d'Austria: G, fallo visto di fianco (in *pd* la parte distale dell'endofallo fortemente sclerotizzata); H, endofallo visto di sopra.

Scaphisoma subalpinum Reitter, 1880 - Fig. 4, F.

TAMANINI L., 1955. Ricerche zoologiche sul Massiccio del Pollino. XIV *Coleoptera*. 4, *Catopidae, Liodidae, Scaphidiidae, Silphidae*. *Ann. Ist. Museo Zool. Università Napoli*, VII, 11, Napoli, pp. 13-14.

Materiale esaminato: GERMANIA: 2 esemplari (leg. Reitter); CECOSLOVACCHIA: Inovec (leg. Roubal, VII.1936); JUGOSLAVIA: Monte Nevoso (leg. Schatzmayr, VII.1920).

E' specie con ampia distribuzione in tutta l'Europa. In Italia è stato raccolto in Piemonte, Lazio, Campania, Puglie e Sicilia. Personalmente lo raccolsi sul *Fomes fomentarius* (L.), SCHEERPELTZ & HÖFLER (1948) lo raccolsero sul *Ganoderma lucidum* (Leys.).

I caratteri delle antenne, del fallo e dell'endosoma vennero ampiamente discussi in TAMANINI (1955) e in LÖBL (1964, 1967).

Scaphisoma obenbergeri Löbl, 1963 - Figg. 4, G, H.

LÖBL I., 1963. Eine neue Art der Gattung *Scaphosoma* Leach. *Reichenbachia*, 1°, Dresden, pp. 273-275.

Materiale esaminato: AUSTRIA, un maschio raccolto a q. 1800 sul Monte Hochhobir nelle Caravanche (leg. Schatzmayr) ed uno a Forchach in Lechtal (leg. Kofler, 23.8.41, in collez. A. Kofler, Lienz).

La specie venne descritta nel 1963 dei Carpazi ucraini; ma venne poi ritrovata dallo stesso LÖBL (1963-1967), fra materiale raccolto in Cecoslovacchia, Germania, Ungheria, Jugoslavia, Bulgaria e Russia mer. (Caucaso). Nel 1968 venne segnalato dal Dr. KOFLER in tre località del Tirolo austriaco.

La specie venne descritta in modo esauriente, rimane solo da aggiungere qualche osservazione sull'endofallo. Tale organo è bene individuabile anche per trasparenza, essendo bene sclerotizzato. Nella parte posteriore, quando è completamente ritirato nel fallo, è avvolto a spirale ed è coperto da minutissima scultura formata da scaglie cuneiformi. La parte distale è un tubo che ricorda quello dello *S. subalpinum* Reitt. (fig. 4, F) e come quello, in prossimità della base, ha un doppio ripiegamento. La forma e la microscultura dell'endofallo è talmente caratteristica che da sola è sufficiente per individuare la specie (fig. 4, H).

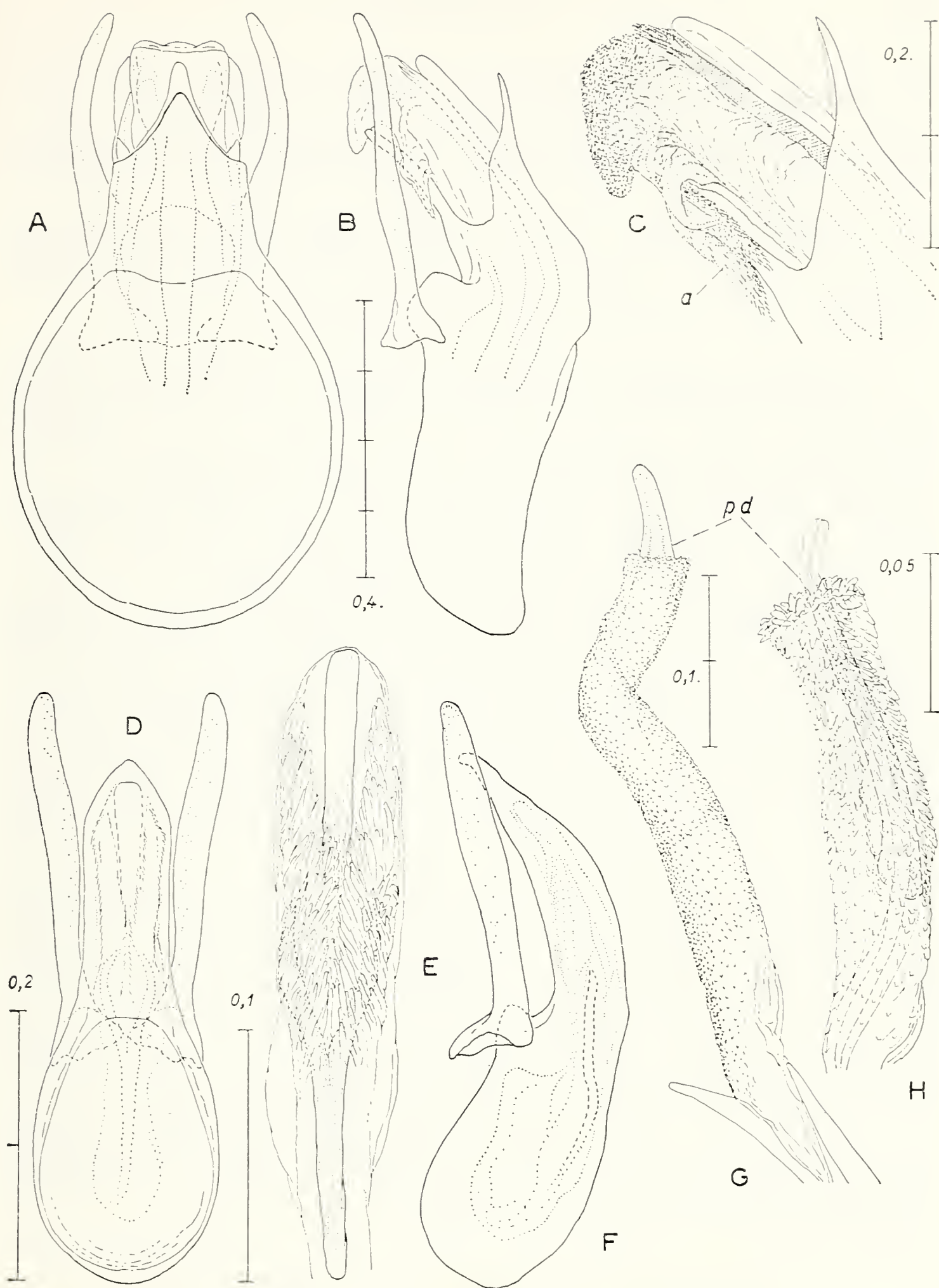



Fig. 5. — A-C, *Scaphisoma assimile* di Cecoslovacchia: A, B, fallo visto di sopra e di fianco con l'endofallo parzialmente sporgente; C, la parte distale del fallo a maggiore ingrandimento per mettere in evidenza il complesso endofallo (in *a* le due apofisi cuneiformi rivolte in dietro). - D-F, *Scaphisoma boleti* dell'talia sett.: D, F, fallo visto di sopra e di fianco; E, lato ventrale dell'endofallo. - G, *Scaphisoma agaricinum* d'Austria, parte distale del fallo con l'endofallo completamente estroflesso (*pd* la parte distale maggiormente sclerotizzata). - H, *S. italicum* dell' Italia mer.: tratto distale dell'endofallo dal quale sporge l'estremità della parte distale sclerotizzata.

Scaphisoma assimile Erichson, 1845 - Figg. 5, A-C.

GANGLBAUER L., 1899. Die Käfer von Mitteleuropa, III B., 2° Heft, Wien, p. 344.

Materiale esaminato: ITALIA: Friuli-Venezia Giulia (Gorizia, leg. Springer); Trentino (Lodrone, leg. Mancini, collez. Museo Civ. St. Nat. Genova); AUSTRIA: Graz (leg. Messa e leg. Zoppa); CECOSLOVACCHIA: Hradec e Cibulka.

Si ritiene specie a diffusione europea. Per l' Italia è stato segnalato in Alto Adige, Piemonte e Lazio; ma solo due dei molti *Scaphisoma* italiani esaminati, ed etichettati « *assimile* », risultarono appartenere a questa specie. DAJOZ (1965) ha raccolto adulti e larve dell'*assimile* sul carpoforo dei polipori freschi: *Fomes fomentarius* (L.) e *Grifola sulphurea* (Bul.).

La lunghezza delle antenne dell'*assimile* è uguale a quella dello *S. balcanicum* Tam., pure essendo specie più piccola. Il fallo è fortemente sclerotizzato, specie la parte posteriore, per cui è difficile osservare per trasparenza l'endofallo. Nella parte distale, sul lato superiore il fallo ha una apofisi spiniforme rivolta diagonalmente in alto. L'endofallo è coperto di microsculture bene sclerotizzate e nella parte distale ha un'armatura piatta che, vista dall'alto, ha la forma prossima a quella di una *V* aperta anteriormente. Vista di lato, tale armatura, si presenta come un'asta diritta. Essa è bene visibile quando tutto l'endosoma è ritirato nel fallo. Nelle figg. 5, A e B l'endofallo sporge un poco dal fallo e sul lato inferiore si distinguono due apofisi cuneiformi rivolte indietro; esse sono caratteristiche per la specie e non si distinguono quando l'endofallo è ritirato nel fallo (fig. 5, C *a*).

I parametri, visti di fianco sono leggermente sinuosi ed un po' ingrossati nel primo terzo, osservati di sopra si presentano curvati in arco ovale verso l' interno.

Scaphisoma boleti Panz., 1793 - Figg. 5, D-F.

LÖBL I., 1964. Scaphosoma corcyricum sp. n. ein neuer Scaphidiidae aus Süd-Europa. *Annotat. zool. bot.*, I, Bratislava, pp. 1-4.

Materiale esaminato: ITALIA: Alto Adige (Merano e Brunico leg. Springer); Trentino (Caldonazzo l. Tamanini); Veneto (Cansiglio l. Canzoneri); Venezia Giulia (Valbruna di Udine l. Finzi, Isola Morosini l. Schatzmayr,

Trieste dint. l. Müller); Lombardia (Abbiategrasso e Valli Salimbene l. Mariani); Piemonte (Susa l. Tamanini); Liguria (Antola e Sesto l. Solari). - FRANCIA: Beaurepaire e dint. Grenoble l. Tamanini. - GERMANIA: esempl. senza località leg. e det. Reitter. - AUSTRIA: Vienna, Villach e S. Johann l. Schatzmayr, Krems a/D l. Wanka, Graz l. Messa. - JUGOSLAVIA: Bosnia l. Reitter. - CECOSLOVACCHIA: Beskidi l. Wanka, Roudnice l. Roubal. - POLONIA: Danzica, Müggenhahl.

E' specie con ampia distribuzione in tutta l'Europa. Personalmente la raccolsi sui seguenti polipori: *Trametes versicolor* (L.), *Phellinus ignarius trivialis* (Fries) e *Ganoderma applanatum* (Pers.).

Il valore della specie fu molto discusso fino a quando fu approfondito lo studio delle antenne e del fallo. Quest'organo è molto piccolo in rapporto alla lunghezza del corpo, poco sclerotizzato, ha la parte distale pressochè sullo stesso piano della posteriore (visto di fianco) e la punta leggermente curvata in basso. L'endofallo, pure essendo poco sclerotizzato, mostra una scultura a strie allungate ed ha sul lato ventrale un'armatura composta di una semplice asta biforcuta nella parte distale. I parameri sono quasi diritti, sia visti di sopra che di fianco, solo verso il mezzo sono un poco sinuosi e leggermente dilatati.

Scaphisoma agaricinum Linn., 1758 - Figg. 5, G; 6, A, B e 7, C, F.

REITTER E., 1886. Bestimmungs-Tabellen der europäischen Coleopteren. III. H., Mödling, p. 6. - LÖBL I., 1964, c. s.

Materiale esaminato: ITALIA: Friuli-Ven. Giulia (Noghera di Muggia, Prosecco, Mossa e Isola Morosini, leg. Schatzmayr; Udine, leg. Busulini; San Daniele e Valbruna, leg. Springer). Veneto (San Pietro di Feletto, leg. Bucciarelli). - FRANCIA: Grenoble dint. (leg. Tamanini). - AUSTRIA: Graz (leg. Messa); Villach e Valle del Gail (leg. Schatzmayr). - CECOSLOVACCHIA: un centinaio di esemplari di numerose località, leg. e coll. Roubal, Praga. - JUGOSLAVIA: Gradisce (presso Trieste), Lipizza, Nanos, Orlek, Panovic, Percedo, Plava, Repen, Rodik e Vremsiza (leg. Springer). - ALBANIA: Scutari e Berat (leg. Tamanini).

Fino a pochi anni fa l'*agaricinum* era dato come diffuso in tutta l'Europa e nei paesi mediterranei. Secondo le ricerche più recenti, ed in modo particolare di LÖBL (vedi bibliografia) il suo areale è stato ristretto all'Europa centro-settentrionale ed ai Bal-

cani. In Italia, come risulta dalle località indicate sopra, c'è nella Venezia Giulia e nel Veneto orientale ([2]).

La specie vive su diversi funghi polipori; personalmente la raccolsi su: *Trametes hirsuta* (Wulf.), *Trametes versicolor* (L.), *Poria medulla-panis* (Pers.) e *Grifola sulphurea* (Bull.).

Le specie del gruppo « *agaricinum* » vengono definite in LÖBL 1967: in Italia sono rappresentate da *agaricinum* s. str., *flavonotatum* Pic., *inopinatum* Löbl, *italicum* Tam., *loebli* Tam., *palumboi* (Ragusa) e *ruffoi* Tam. Per la loro separazione è necessario ricorrere all'esame del fallo e delle antenne. Occorre stabilire il rapporto che c'è tra la lunghezza del 3° articolo e degli articoli 4°-8°. Nello specchio che segue vengono riportati gli estremi dei rapporti stabiliti negli *agaricinum* misurati (circa 100 esemplari):

	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
I 2 rapp.	2,7	3,4	1	1,42	2,11	2,38	3,42	2,22	3,33	3,50	4,55
estremi col											
3° articolo	3,8	4,1	1	1,53	2,57	2,82	4,07	2,85	4,21	4,35	5,35

Nel materiale dell'Europa centrale esaminato il 6° articolo è sempre distintamente più lungo del 5°; nel materiale della Venezia Giulia vi è qualche esemplare nel quale la differenza è esigua.

Il fallo è poco sclerotizzato e la sua lunghezza varia entro mm 0,43 e 0,50; la parte distale, lunga e appuntita, vista di fianco, è leggermente curvata ad arco. L'endofallo è poco sclerotizzato, ha la parte distale breve, a forma di cono (fig. 5, G *pd*), difficilmente individuabile negli esemplari immaturi. Quando tutto l'organo è ritirato, tale cono si trova verso il mezzo o nella metà posteriore del fallo. I parameri, visti di fianco, sono diritti, visti di sopra sono un po' sinuosi sul lato esterno e irregolarmente curvati sul lato interno.

([2]) Quando questo lavoro era già in stampa venne accertata la presenza della specie anche sull'Appennino Tosco-Emiliano.

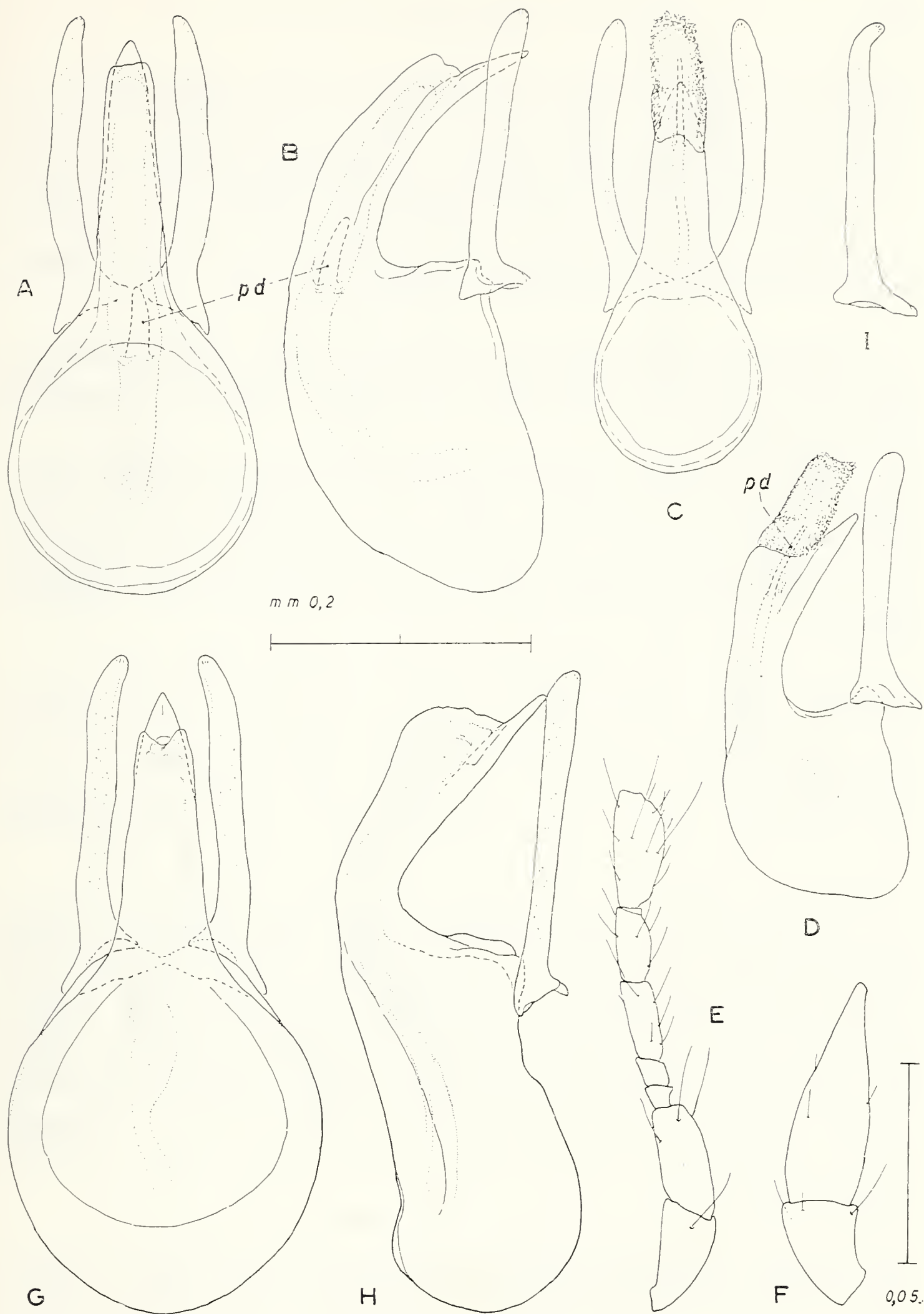



Fig. 6. — A, B, *Scaphisoma agaricinum* dell'Italia settentrionale: fallo visto di sopra e di fianco (*pd* la parte distale dell'endofallo completamente ritirata). - C, D, *S. italicum* dell'Italia mer.: fallo visto di sopra, di fianco e con l'endofallo parzialmente sporgente. - E-H, *S. palumboi* di Sicilia: E, F, antenna e due ultimi articoli dei palpi mascellari dell'*holotypus*; G, H, fallo visto di sopra e di fianco del *neoallotypus*. - I, *S. erratum* d'Algeria: paramere visto di lato.

Scaphisoma italicum Tam., 1955 - Figg. 5, H; 6, C-D e 7, A, D.

TAMANINI L., 1955. Ricerche zoologiche sul Massiccio del Pollino. XIV, *Coleoptera*. 4, *Catopidae, Liodidae, Scaphidiidae, Silphidae. Ann. Ist. Museo Zool. Università Napoli,* VII, 11, Napoli, pp. 15-17.

Materiale esaminato: ITALIA: 6 esemplari raccolti sul versante lucano del Monte Pollino (leg. Schatzmayr, VII.1933).

La specie ha un'area di diffusione molto ristretta essendo nota solo dell' Italia meridionale (Calabria, Lucania e Campania) e dell'Albania.

L'*italicum* venne raccolto finora sui polipori *Trametes pubescens* (Schum.), *T. unicolor* (Bull.) e *T. versicolor* (L.). E' una entità assai vicina allo *Scaphisoma loebli* Tam. Il rapporto dei vari articoli delle antenne con il terzo è riassunto nel seguente specchio:

Articoli	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
I 2 rapp.	2,9	3,1	1	1,35	2,27	2,26	3,33	2,11	3,05	3,33	4,31
estremi col											
3° articolo	3,2	3,9	1	1,65	2,65	2,50	4,00	2,40	3,65	3,65	4,80

Il fallo è poco sclerotizzato, piccolo (mm 0,35-0,37), ha la parte distale, vista di fianco, con il lato inferiore diritto e la punta breve. L'endofallo ha la terza parte distale bene sclerotizzata, lunga, sottile e diritta (fig. 6, D *pd*); nel *loebli* è un poco più lunga e curvata, nell'*agaricinum* è più breve, più larga e conica. I parameri visti di sopra sono curvati un po' ad arco, nel terzo prossimale sono più stretti che nel terzo distale, visti di fianco sono diritti.

Scaphisoma palumboi (Ragusa, 1892) stat. nov. Figg. 6, E-H.

Baeocera Palumboi Ragusa, 1892. Coleotteri nuovi o poco conosciuti della Sicilia. *Naturalista Siciliano*, Palermo, XI, p. 251.

Materiale esaminato: ITALIA: Sicilia, Castelvetrano (leg. Palumbo, 7.4.1884, collezione Ragusa), ♀ *holotypus*; Sicilia (collezione Museo di Berlino), ♂ *neoallotypus*.

Il tipo della *Baeocera Palumboi* RAGUSA, raccolto a Castelvetrano (Sicilia), si conserva nella collezione « Ragusa », cassetto n. 57 « Agathidini-Histeridae » di proprietà dell' Istituto Sperimentale per l'Agrumicoltura di Acireale ([3]). E' una femmina con il capo un po' spostato in avanti e gli ultimi uriti protesi in dietro, non è quindi possibile rilevare la sua lunghezza esatta: si può valutare in mm 1,65-1,68.

Il pronoto è molto convesso, ristretto a cono anteriormente, largo alla base mm 0,86 e lungo mm 0,64. Le elitre sono lunghe quanto larghe: mm 0,98 $\times$ 0,98. Tutta la punteggiatura è molto più impressa che nella *Eubaeocera nobilis* (Reitt.) e meno che nello *Scaphisoma agaricinum* Leach. Il 3° articolo delle antenne è molto breve, più largo che lungo; il 4° è lungo quanto largo. L'ultimo articolo dei palpi mascellari è leggermente più largo del secondo e lungo 2,9 volte la sua massima larghezza.

La forma dei palpi mascellari e labiali, delle antenne e della punteggiatura del pronoto e delle elitre dimostrano nel modo più evidente che il *palumboi* Ragusa appartiene al genere *Scaphisoma* e va inserito nel gruppo « *agaricinum* ». Esso è molto vicino allo *Scaphisoma erratum* Löbl, descritto nel 1965 dell'Algeria, Tunisia e Marocco.

Nella descrizione dell'*erratum* Löbl cita pure un maschio raccolto in Sicilia. Tale esemplare, che si conserva nel Zoologisches Museum der Humboldt Universität di Berlino, è stato esaminato ([4]). Esso corrisponde bene, in tutti i caratteri alla femmina tipica del *palumboi*, e non è esattamente eguale all'*erratum* della località tipica (Algeria), specialmente per il fallo: considero questo esemplare il neoallotipo dello *Scaphisoma palumboi* (Ragusa).

([3]) Dobbiamo il ritrovamento del tipo della *Baeocera Palumboi* Ragusa alle attente ricerche condotte dal Prof. Salvatore Arcidiacono di Catania al quale porgiamo i nostri ringraziamenti. Ringraziamo pure vivamente il Direttore dell' Istituto Sperimentale per l'Agrumicoltura di Acireale, Prof. Enrico di Martino che con grande cortesia ci ha inviato per l'esame il prezioso esemplare tipico.

([4]) Ringraziamo il Dott. F. Hieke, del Zoologischen Museum della Humboldt Universität di Berlino che, con molta gentilezza, ci inviò per l'esame il materiale del Museo.

Questo neoallotipo è lungo mm 1,76 ha una forma ovale allargata per cui si avvicina più all' *italicum* che all'*agaricinum* o ancor meno al *loebli*. Le antenne hanno il 3° articolo largo quanto lungo ed il 4° di poco più lungo che largo. La lunghezza in mm degli articoli 3°-11° è la seguente (la lunghezza è misurata sul lato posteriore più diritto): mm 0,023, 0,030, 0,074, 0,067, 0,100, 0,064, 0,099, 0,099, 0,128. La lunghezza mediana del pronoto è mm 0,66, la larghezza massima mm 1,01. Le elitre sono lunghe quanto larghe (mm 1,176) e la lunghezza della sutura è mm 1,058.

Il fallo ha la parte globosa, vista di sopra, in un ovale assai vicino al cerchio; la parte distale è piegata così da formare un angolo acuto con la parte basale. La punta del fallo è lunga affusolata, diritta. L'endofallo è poco sclerotizzato, ha la terza parte del tubo estroflettibile coperta di scaglie più sclerotizzate, senza formare un tubo rigido come nell'*italicum*. I parameri, visti di fianco, sono pressochè diritti e leggermente ingrossati nel terzo distale. Visti di sopra risultano curvati leggermente verso l' interno nel quarto distale. I parameri dell'*erratum* Löbl hanno la punta curvata distintamente in basso (fig. 6, I).

Il neoallotipo porta un cartellino con la scritta « *Sicilia, Mettg.* » e si conserva nel Zoologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlino.

Scaphisoma loebli sp. nova. - Figg. 7, B, E; 8, A-E.

Materiale esaminato: *Holotypus et allotypus*: ITALIA, Lombardia, Milano.

Specie del gruppo *agaricinum*. Ha il corpo ovale allungato, nero su ambedue i lati; tendono leggermente al castaneo l'estremità delle elitre e gli ultimi sterniti. Sono costanee le antenne, le parti boccali e le zampe; la base delle antenne, le parti boccali ed i tarsi sono più chiari delle altre parti. Tutta la punteggiatura è leggera e sparsa come nelle altre specie del gruppo: è più debole e rada che nell'*agaricinum* e più impressa che nell'*italicum* La punteggiatura delle regioni sternali è più densa e profonda che sulle elitre e negli interspazi è liscia.

Il capo è lungo circa quanto la doppia larghezza interoculare (l'olotipo è mm 0,470 e mm 0,250; l'allotipo mm 0,446 e mm 0,235); la larghezza del capo all'altezza degli occhi (olot. mm 0,485, allot.

mm 0,470) è leggermente maggiore della lunghezza. L'ultimo articolo dei palpi mascellari (fig. 8, D) è lungo circa 1,7 volte il secondo e la sua maggiore larghezza è leggermente inferiore alla larghezza massima del secondo articolo. Le antenne hanno gli

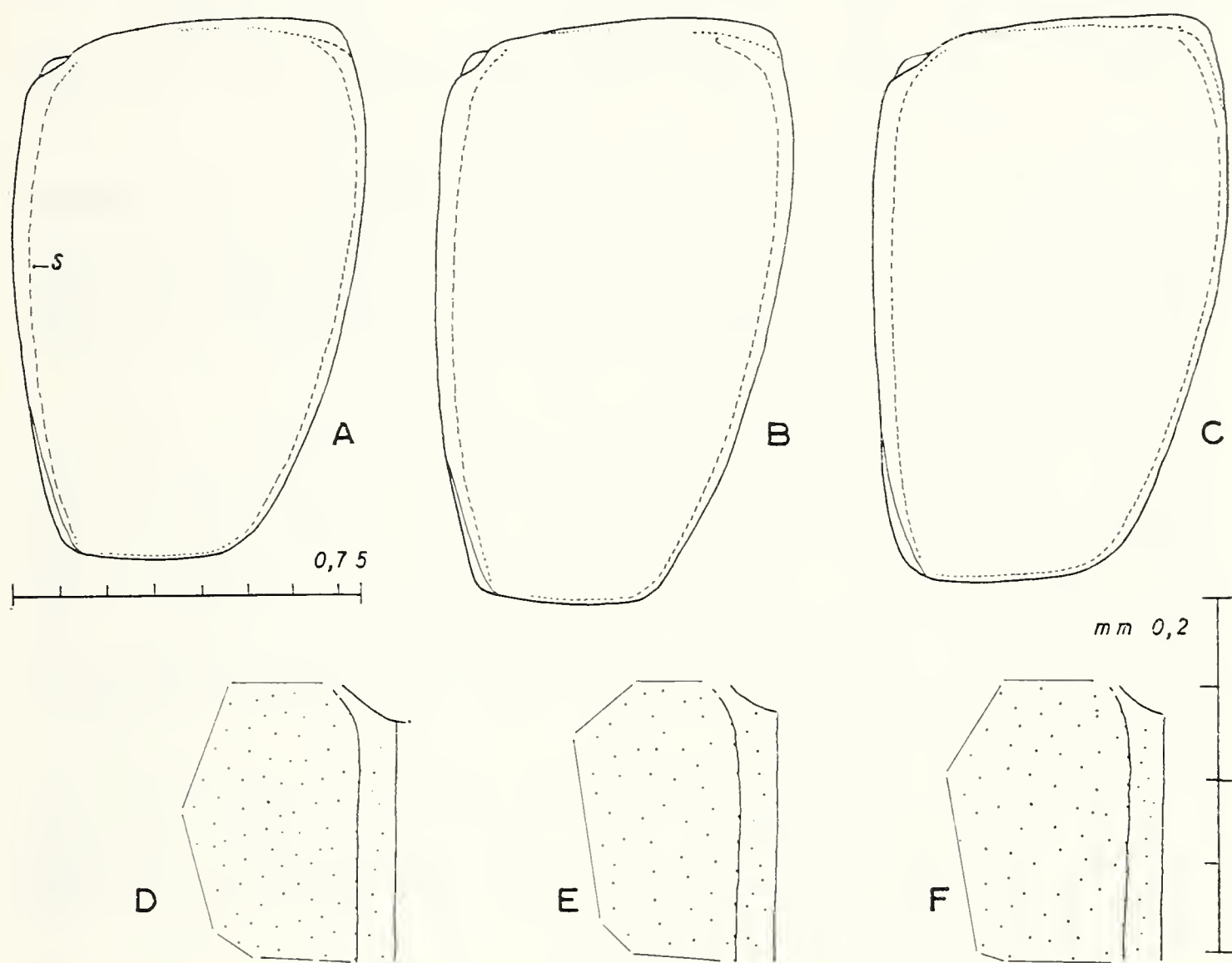



Fig. 7. — Sopra, elitre di uguale larghezza e con diverso sviluppo della parte posteriore. Sotto, l'angolo scutellare delle stesse, a maggiore ingr., con la distribuzione della punteggiatura. - A, D, *S. italicum*. - B, E, *S. loebli*. - C, F, *S. agaricinum*.

articoli nettamente più lunghi di due volte la loro massima larghezza, solo il terzo è meno di due volte. Il 5° articolo, di massima, è leggermente più lungo del 6°. L'ottavo articolo è più breve del sesto, eccezionalmente è uguale. Lo specchio che segue presenta le lunghezze in micron degli articoli dell'antenna dell'olo-

tipo e dell'allotipo ed il rapporto dei vari articoli con il 3° (di un'antenna media):

Articoli	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	11°
Olotipo	85	93	29	44	70	68	99	62	97	100	135
Allotipo	87	90	29	40	70	64	94	61	90	95	126
Rapp. con il 3° art.	3,07	3,21	1	1,46	2,32	2,28	3,34	2,17	3,35	3,42	4,35

Pronoto semiovale, uniformemente convesso e con l'angolo posteriore proteso in una apofisi appuntita sulla base delle elitre. La larghezza massima del pronoto è da 1,4 a 1,5 volte la sua lunghezza mediana. (La lunghezza mediana dell'olotipo è mm 0,66 e dell'allotipo mm 0,65).

Le elitre sono uniformemente convesse, troncate posteriormente e con la massima larghezza nel primo quarto. La loro lunghezza massima (olot. mm 1.176, allot. mm 1,116) è sempre maggiore della larghezza massima (mm 1,136 e mm 1,058). La lunghezza mediana delle elitre è sempre inferiore alla larghezza massima. La costa suturale giunge solo fino alla base del pronoto e non curva verso l'esterno.

I primi tre articoli dei tarsi anteriori del maschio sono leggermente ingrossati rispetto a quelli della femmina, ed unitamente ai tre primi articoli dei tarsi medi sono provvisti di alcuni peli chiari con terminazione a cucchiaio.

Il fallo, visto di sopra, ha la parte globosa ovale e di poco più lunga della parte distale; questa, vista di fianco, appare piegata ad angolo acuto con la basale e termina in una punta acuta e diritta. L'endofallo è poco sclerotizzato, eccetto la parte distale che è trasformata in un tubo sottile, leggermente curvato, lungo circa 1/6 del fallo; quando l'endofallo è completamente ritirato tale tubo si trova nel mezzo del fallo. I parameri sono 0,6 volte la lunghezza del fallo; visti di sopra sono leggermente arcuati e un po' allargati nella parte distale e prossimale; visti di fianco sono diritti, eccetto l'estremità distale che accenna ad una leggera curvatura verso il basso. La lunghezza complessiva dei falli esaminati varia fra mm 0,43 e mm 0,47.

La lunghezza dell'olotipo è mm 1,80 e dell'allotipo mm 1,76; ma la lunghezza di tutti gli esemplari esaminati è mm 1,50-1,96.

Materiale esaminato: L'olotipo e l'allotipo vennero raccolti nella Cava del Lago Parco di Milano (24.X.58, leg. Rosa) e si conservano nella collezione del Museo Civico di Storia Naturale di Milano. Paratipi ([5]) vennero raccolti nelle seguenti località: ITALIA: Piemonte (Pianfei, 2 es., VII.1940, MM; Cassano Spinola, 3 es., IX.1939, leg. Moro, MM; Serravalle Scrivia, 2 es., X.1885, leg. Caneva, MG; Torino, 1 es., leg. Fea, MG; Torino-Sangone, 7 es., IX.1912, leg. Della Beffa, MV; Venaria, 1 es., VI.1909, leg. Della Beffa, MV; Chivasso, 1 es., IX.1920, leg. Muzzi, MV; Leinì, 5 es. in nido di *Lasius fuliginosus* Latr., III.1964, leg. Osella, Museo Verona e sua collezione; Susa, 4 es., XI.1942, su *Trametes versicolor* L. e *T. gallica* Fries., leg. Tamanini, CT). - Lombardia (Milano, 1 es., II.1913, leg. Perina, e 2 es., VII.1956, leg. Rosa, MM; Greco, 1 es., XI.1912, leg. Perina, MM; Lago Sartirana, 8 es., leg. Conci, su *Polyporellus squamosus* Hudss., V.1964, MM; Cassano d'Adda, 1 es., X.1958, leg. Rosa, MM). - Veneto (Castagnaro, 11 es., V. 1964, su *Tramates unicolor* Bull., leg. Tamanini CT). - Trentino (Lago di Cei, 1 es., VII.1936, MM; Avio, 9 es., su *Fomes fomentarius* L., IV-XI, leg. Brasavola de Massa, MV; Daiano di Villalagarina, 5 es., su *Onysomices odoratus* Wulf. e *Trametes betulina* L., VIII.1938, leg. Tamanini, CT; Linfano d'Arco, 5 es., su *Trametes versicolor* L., IV.1930, leg. Tamanini, CT; Tiarno, 2 es., su *T. versicolor* L., IX.1931, leg. Tamanini, CT). - Alto Adige (Lago di Varna, 3 es., VIII.1954, MM; Vipiteno, 5 es., su *Trametes hirsuta* Wulf., IV.1940, leg. Tamanini, CT; Valle Eora, 1 es., VIII.1953, leg. Tamanini, CT). - Liguria (Santo Stefano d'Aveto, 4 es., leg. Andreini, MG e MV; Cima Piano Cavallo, 1 es., III.1907, leg. Andreini, MV; Isola Tino, 1 es., VI.1877, leg. Fea, MG). - Toscana (Firenze, 3 es., III.1925, leg. Lombardi, MM; Lippiano, 4 es., X.1920, leg. Andreini, MG e MV). - Lazio (Roma, 1 es., VI.1880, leg. G. Doria, MG; Sasso, 1 es., X.1919, leg. Patrizi, MM; Bassano di Sutri, XI.1917, leg. Luigioni, MM; Ostia, IV.1934, su *Trametes* sp., leg. Tamanini, CT). - Campania (Monti Picentini, 1 es., VIII.1958, su *Trametes* sp., leg. Tamanini, CT). - ALBANIA: Qukes, 2 es., VI.1941, su *Trametes versicolor* L., leg. Tamanini, CT; Scutari, 1 es., III.1942, su *Stereum hirsutum* Will., leg. Tamanini, CT.

Dedico questo *Scaphisoma* al Dott. Ivan Löbl di Bratislava in omaggio al notevole contributo da lui dato allo studio degli Scafididi; egli pure, secondo quanto mi comunica, aveva in studio la nuova entità.

([5]) Le collezioni nelle quali si conservano i paratipi sono indicate con le seguenti sigle: MG - Museo Civ. St. Nat. Genova; MM - Museo Civ. St. Nat. Milano; MV - Museo Civ. St. Nat. Verona; CT - Collezione L. Tamanini, Rovereto.

Lo *Scaphisoma loebli* Tam. occupa una posizione intermedia tra lo *S. agaricinum* Leach e lo *S. italicum* Tam., e forse è più vicino al secondo che al primo. Si può separare da ambedue, senza ricorrere a preparati, esaminando molto attentamente la forma delle elitre: nel *loebli* sono più allungate, posteriormente più ristrette. I tre disegni, « A, B, C » (fig. 7) rappresentano l'elitra destra di tre esemplari di uguale grandezza; tutte hanno la stessa larghezza, ma non uguale lunghezza ed è evidente nel *loebli* il maggiore restringimento distale. La punteggiatura è più spaziata che nell'*italicum* e meno profonda che nell'*agaricinum* (fig. 7, D-F). Le antenne da sole non sono sufficienti a dividere le tre specie. Nell'*italicum* il 5° articolo è uguale o più lungo del 6° e questo è lungo quanto l'ottavo; nell'*agaricinum* il 5° è più breve del 6° e l'ottavo è lungo quanto il 5°. Ma nel *loebli*, su 10 esemplari, 5 hanno il 5° articolo delle antenne maggiore del 6°, 3 esemplari hanno il 6° maggiore del 5°, e 2 esemplari hanno il 5° e 6° uguali. L'8° articolo del *loebli*, nella maggior parte dei casi, è minore del 5° e del 6°, solo in 2 esemplari su 10 è uguale a uno dei due (al minore dei due).

L'apparato maschile è l'organo che dà i caratteri più evidenti e costanti per la separazione delle tre specie. Il fallo dell'*italicum* è distintamente più piccolo (mm 0,35) di quello degli altri due ed ha la parte distale meno allungata. Il fallo delle altre due specie è più grande (mm 0.46), visto di fianco ha la parte distale più allungata, nell'*agaricinum* è arcuata e nel *loebli* è diritta. Gli endofalli sono pure diversi, nel *loebli* la parte distale termina in un tubicino, sclerotizzato, leggermente arcuato; nell'*agaricinum* in un cono, più breve e meno sclerotizzato.

Scaphisoma inopinatum Löbl., 1967 - Figg. 8, F, G.

Löbl I., 1967. Neue und wenig bekannte Paläarktische Arten der Gattung *Scaphosoma* Leach (*Col. Scaphidiidae*). *Acta ent. bohemoslov.*, 64°: 105-107.

Materiale esaminato: Italia: Alto Adige: San Cassiano di Badia, sotto la corteccia di un tronco di abete coperto da *Trametes* sp. (leg. Tamanini); Vipiteno, su *Stereum hirsutum* (Will.) (leg. Tamanini). - Austria: dintorni di Graz (leg. Messe); Carinzia (leg. Reitter).

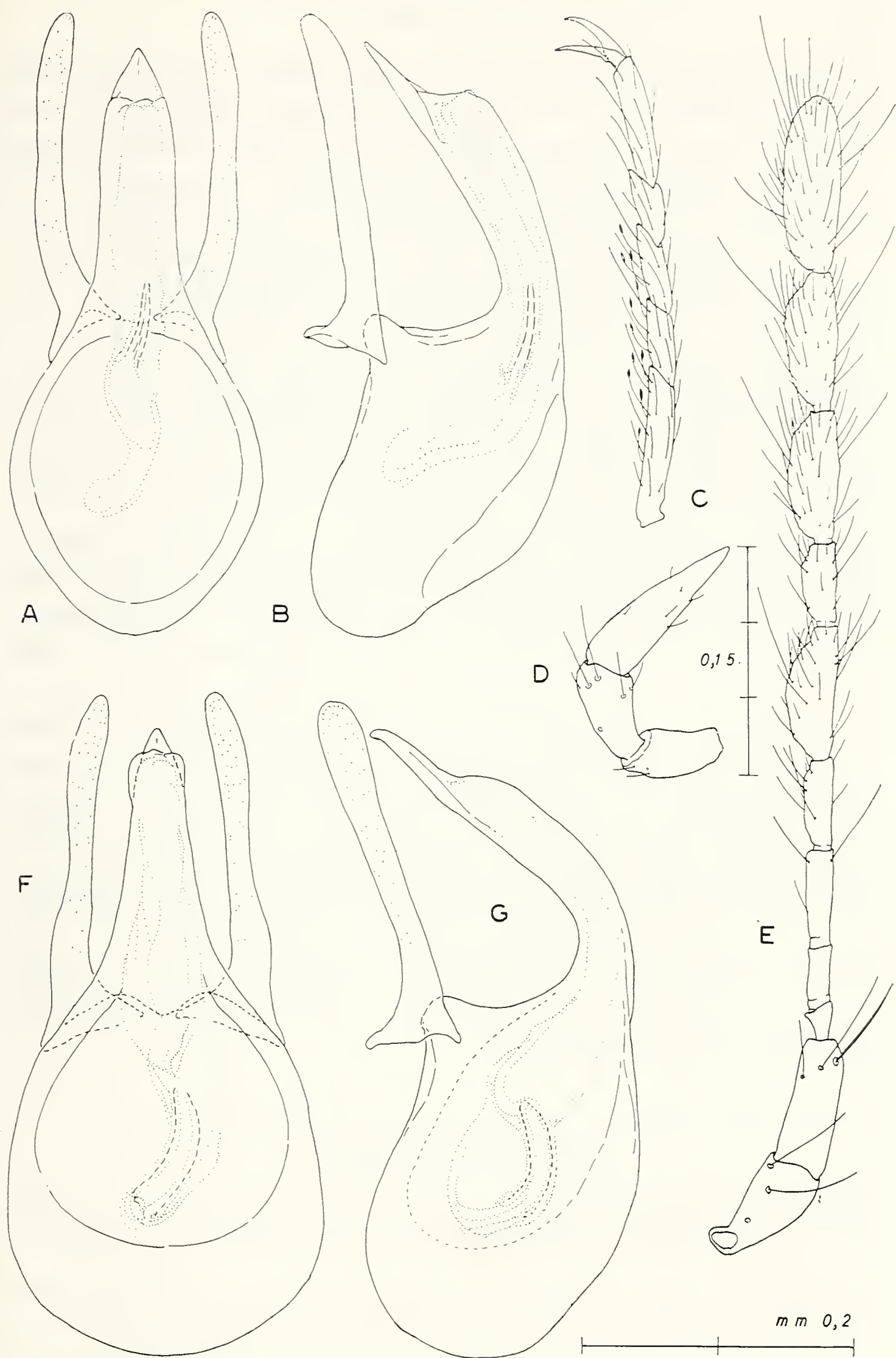



Fig. 8. — A-E, *Scaphisoma loebli* dell'Italia settentrionale: A, B, fallo visto di sopra e di fianco dell'*holotypus*; C, tarsi anteriori di ♂ paratipo; D, palpi mascellari dell'olotipo; E, antenna dell'olotipo. - F, G, *S. inopinatum* d'Austria: fallo visto di fianco e di sopra.

Questa specie venne descritta come entità propria della Siberia, successivamente venne segnalata (Löbl, 1967) nella Russia e nella Jugoslavia settentrionale. Kofler (1968) elenca diverse località di cattura nel Nordtirol e nel Osttirol. Interessante è la sua cattura di 5 esemplari nel nido di *Formica sanguinea* Latr.

Lo *S. inopinatum* Löbl si può distinguere dallo *S. agaricinum* (L.), con il quale convive, per la punteggiatura un poco più grande e più impressa, specialmente sulla elitre, e per la forma più piccola e rotondeggiante dell'ottavo articolo delle antenne. Il fallo ci offre però i caratteri differenziali più netti e costanti: la parte distale del fallo è fortemente piegata ad angolo acuto (vista di fianco) ed i parameri presentano una profonda sinuosità sul lato esterno. Gli endofalli dei 5 maschi esaminati sono poco sclerotizzati; il tratto distale del tubo, che è appena individuabile, è curvato ad arco ed è lungo un quinto della lunghezza complessiva del fallo. Quando l'endofallo è completamente ritirato, il tratto distale si trova nella metà posteriore del fallo.

Ringrazio cordialmente il Prof. C. Conci, direttore del Museo Civico di Storia Naturale di Milano per tutto il materiale messo a mia disposizione e per il suo valido aiuto nel reperimento di tipi e bibliografia. Ma debbo pure riconoscenza al Prof. S. Ruffo, direttore del Museo Civico di Storia Naturale di Verona ed al Prof. E. Tortonese, direttore del Museo Civico di Storia Naturale di Genova per gli Scafididi inviatimi in esame; al Dr. A. Pilát, direttore della sezione Botanica del Narodni Museum di Praga, per la determinazione dei Polipori ed al Dr. I. Löbl di Bratislava per le sue utili comunicazioni.

BIBLIOGRAFIA CITATA

Dajoz R., 1965 - Morphologie et Biologie de la larve de *Scaphosoma assimile* Er. (*Celeoptères, Scaphidiidae*) - *Bull. Soc. Lennéenne Lyon*, 34°, 4: 105-110.

Ganrlbauer L., 1899 - Die Käfer von Mitteleuropa. III. B., 2° H., Wien: 1-408.

Kofler A., 1968 - Die Arten der Gattung *Scaphisoma* Leach aus Nord und Osttirol (*Coleoptera, Scaphidiidae*) - *Zeitschr. Arbeitsgemeinschaft öster. Ent*, Wien, 20°, 1-3: 39-43, 13 figg.

LÖBL I., 1963 - *Scaphosoma assimile* Erichson, selection of a lectotypus, and its relation to *Sc. curvistria* Reitter (*Col., Scaphidiidae*) - *Biologia*, Bratislava, 18°, 9: 704-705, 3 figg.

LÖBL I., 1963 - Eine neue Art der Gattung *Scaphosoma* Leach (*Coleoptera, Scaphidiidae*) - *Reichenbachia*, Dresden, 1°, 30: 273-275, 2 figg.

LÖBL I., 1964 - *Scaphosoma balcanicum* Tam., eine neue Art der Gattung für die Fauna Mitteleuropa - *Acta Soc. ent. Cecoslov.*, 61°, 1: 71, 1 fig.

LÖBL I., 1964 - *Scaphosoma corcyricum*, sp. n., ein neuer Scaphidiide (*Col.*) aus Süd-Europa - *Annotationes Zool. Botan.*, Bratislava, 1°, 1: 1-4, 3 figg.

LÖBL I., 1965 - *Scaphiduim bodemeyeri* Reitter, species propria (*Col., Scaphidiidae*) - *Annotationes Zool. Bot.*, Bratislava, 1°, 19: 1-3, 2 figg.

LÖBL I., 1965 - Bemerkungen zu einigen westpalaearktischen Scaphidiiden *Coleoptera*) - *Acta ent. bohemoslov.*, 62°: 334-339, 8 figg.

LÖBL I., 1967 - Neue und wenig bekannte Paläarktische Arten der Gattung *Scaphosoma* Leach (*Col., Scaphidiidae*). (18. Beitrag zur Kenntnis der Scaphidiiden) - *Acta ent. bohemoslov.*, 64°, 2: 105-111, 14 figg.

LÖBL I., 1967 - Über die europäischen Arten der *Scaphosoma agaricinum* Gruppe (*Col., Scaphidiidae*) - *Norsk Ent. Tidsskr.*, 14°, 1: 33-36, 4 gr. figg.

LÖBL I., 1967 - *Scaphosoma balcanicum* Tamanini, 1954 (*Col., Scaphidiidae*) in Sweden - *Opuscola Ent.*, 32°, 1-2.

LUNDBLAD O., 1952 - Die Schwedischen *Scaphosoma* Arten - *Ent. Tidskr.*, 73°, 1-2: 27-32, 3 gr. fig.

RAGUSA E., 1892 - Coleotteri nuovi o poco conosciuti della Sicilia - *Naturalista Siciliano*, Palermo, XI: 164-169, 253-256.

REITTER E., 1884 - Sechs neuen Coleopteren aus Italien gesammelt von Agostino Dodero - *Ann. Museo Civ. St. Nat. Genova*, 21°: 370-372.

REITTER E., 1886 - Bestimmungs Tabellen der europaeischen Coleopteren, 3° Heft, *Scaphidiidae, Lathridiidae* und *Dermestidae*. 2° Auflage - *Verlag E. Reitter*, Mödling: 1-75 (pp. 4-8).

REITTER E., 1915 - Zwei neue paläarktische Käferarten. *Ent. Blätter*, 1915, Heft 1-3, pp. 42-44.

SCHEERPELTZ & HÖFLER, 1948 - Käfer und Pilze - *Verlag Jugend u. Volk*, Wien: 1-352, 19 gr. figg., 9 tav.

TAMANINI L., 1954 - Valore tassonomico degli organi genitali nel genere *Scaphosoma* e descrizione di una nuova specie (*Coleoptera Scaphidiidae*) - *Boll. Soc. Ent. It.*, Genova, 84°: 85-89, 13 figg.

TAMANINI L., 1955 - Ricerche zoologiche sul Massiccio del Pollino (Lucania-alabria). XIV, Coleoptera. 4° *Catopidae, Liodidae, Scaphidiidae, Silphidae* - *Annuario Ist. e Museo Zool. Univ. Napoli*, VII, 11: 1-19, 34 figg.

WINKLER A., 1925 - Catalogus Coleopterorum regionis palaearcticae. Pars 3: 241-368 - Wien.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 380-382. 15-XII-1969

ERNST FUCHS (*)

MISSIONI 1962 E 1965 DEL PROF. GIUSEPPE SCORTECCI NELL'ARABIA MERIDIONALE

COLEOPTERA CERAMBYCIDAE: PRIONINAE E CERAMBYCINAE

Riassunto. — L'Autore elenca i *Cerambycinae* e i *Prioninae* raccolti nell'Hadhramaut nel 1962 e nello Yemen nel 1965 dal Prof. G. Scortecci e conservati presso il Museo Civico di Storia Naturale di Milano. Vengono descritte una nuova specie (*Cantharocnemis arabicus*) e una nuova sottospecie (*Prionus unipectinatus arabicus*). Il genere *Cantharocnemis* e le specie *Plocaederus denticornis* e *Prionus unipectinatus* sono nuovi per la penisola arabica.

Summary. — The Author lists the *Cerambycinae*- and *Prioninae*- beetles collected by Prof. G. Scortecci in Hadhramaut (1962) an in Yemen (1965) and kept in the « Museo Civico di Storia Naturale di Milano ». A new species (*Cantharocnemis arabicus*) and a new subspecies (*Prionus unipectinatus arabicus*) are described. The genus *Cantharocnemis* and the species *Plocaederus denticornis* and *Prionus unipectinatus* are new for the Arabic Penisula.

Herr Dr. Carlo Leonardi hatte die Güte, mir die Cerambyciden, die Prof. G. Scortecci 1962 und 1965 in Hadhramaut und im Yemen gesammelt hat, zur Bearbeitung zu überlassen. Ich spreche ihm dafür meinen besonderen Dank aus. Die kleine, aber interessante Ausbeute enthielt eine neue Art und eine neue Subspecies. Ich gebe anschliessend die Liste der gesammelten Arten und oben erwähnte Neubeschreibungen.

Subfam. PRIONINAE.

Acanthophorus confinis Cast.
Yemen: Zona di Radà, 2.200 m; Taiz, 1350 m.

(*) Wien 18, Weimarerstrasse 4 (Austria).

Diese über das ganze tropische Afrika verbreitete Art ist neu für die arabische Halbinsel.

Prionus unipectinatus Wh. subspec. **arabicus** nov.

♂ Unterscheidet sich von der f. typ. durch 25 Fühlerglieder. Die Fühlerglieder sind ausserdem kürzer und die lamellenförmigen Fortsätze derselben sind verhältnismässig länger (etwa vier mal so lang wie das dazugehörige Fühlerglied).

Länge: 30 mm.

Holotypus ♂: Sokna (Tihama), 200 m; Yemen (Arabia merid.). In der Sammlung des Museo Civico di Storia Naturale, Milano.

P. unipectinatus Wh. war bisher nur aus Aegypten bekannt.

Cantharocnemis (s.s.) **arabicus** n. spec.

♂ Schwarz, matt; Brust, Abdomen, Fühler und Beine dunkelbraun, stark glänzend.

Stirn und Hinterkopf dicht und rauh punktiert, hinter den Augen gekörnt. Augen kaum ausgeschnitten, grob fazettiert, auf der Ober- und auf der Unterseite des Kopfes weit von einander entfernt. Unterseite des Kopfes sehr grob, rauh, teilweise quer gerunzelt. Mandibeln sichelförmig, spärlich, grob punktiert, so lang wie der Kopf, halbkreisförmig gebogen, Innenkante ohne Zahn, Enden ausgerandet, mit zwei Spitzen. Wangen kurz, Wangenfortsätze stumpf; Schläfen parallel. Die elfgliedrigen Fühler reichen nicht ganz bis zur Basis des Halsschildes und sind ganz schwach gesägt. Die letzten drei Glieder und die Aussenseite der übrigen Glieder, vom dritten an, porenförmig punktiert, die ersten zwei Glieder spärlich, grob punktiert.

Halsschild quer, matt, dicht und grob punktiert, fast so grob wie der Hinterkopf, die Seiten des Halsschildes rauh punktiert, die Seitenwinkel liegen etwas vor dem letzten Drittel der Länge. Vorderrand des Halsschildes schwach dreifach geschwungen, die Vorderwinkel schwach beiderseits des Hinterkopfes vorgezogen, die Hinterwinkel sehr wenig seitlich vorgezogen. Die Seitenränder vom Seitenwinkel bis zu den Vorderwinkeln gerade, sehr schwach konvergierend, kaum gezähnelt. Schildchen stark quer, spärlich und ziemlich grob punktiert.

Flügeldecken etwa zwei und einhalb mal so lang wie der Halsschild, matt; Seitenränder parallel, Enden gemeinsam gerundet; Oberfläche dicht rissig-punktiert, Spuren von zwei Längsnerven wahrnehmbar.

Vorderbrustfortsatz hinten verbreitert, horizontal, dicht und lang gelb behaart; Mittelbrust samt Seitenstücken sehr dicht und fein punktiert, dicht und lang gelb behaart. Abdomen glatt, glänzend, die Hinterränder der Ringe spärlich behaart. Schenkel robust, glatt, glänzend; Schienen rauh, aussen stark gezähnt. Das dritte Tarsenglied bis fast zur Basis gespalten, die beiden Loben abgerundet.

Länge: 25-31 mm (einschl. Mandibeln).

Holotypus ♂ und 1 Paratypus ♂: Yemen, Zona di Radà, 2.200 m. Holotypus in der Sammlung des Museo Civico di Storia Naturale, Milano; Paratypus in meiner Sammlung.

Unterscheidet sich von *C. spondyloides* Serv. durch die Skulptur des Halsschildes und die nach vorn vorgezogenen Vorderecken desselben, sowie durch die ganz matte Oberseite des Körpers.

Es ist dies der erste Fund einer Art der Gattung *Cantharocnemis* auf der arabischen Halbinsel.

Subfam. Cerambycinae.

Plocaederus denticornis F.

Hadhramaut: Ingeramis a S. dell'altipiano; Uadi Sab Uak, Zona costiera; Altipiano di Sakka, 1.200 m; Oasi Dek-Dik, zona costiera; Madi, 500 m.

Diese Art war bisher aus dem gesamten tropischen Afrika bekannt. Neu für die arabische Halbinsel.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 383-424, 15-XII-1969

Luigi Pietro Gamalero (*)

IL GIACIMENTO PIRITOSO-CUPRIFERO DI OLLOMONT IN VAL D'AOSTA

Riassunto. — Il presente lavoro ha per oggetto lo studio geo-minerario del giacimento cuprifero di Ollomont, nella valle omonima, pochi chilometri a nord di Aosta. Nella zona presa in esame affiorano litotipi appartenenti a tre grandi unità tettoniche; dal basso verso l'alto essi si succedono in questo ordine: « Scisti di Casanna » del ricoprimento Gr. S. Bernardo, di età permo-carbonifera; « Calcescisti », mesozoici, della Zona del Combin con annesse pietre verdi costituite da « prasiniti » e « serpentine », attribuite ad un magmatismo basico ed ultrabasico di età giurassico-cretacica; « Gneiss di Arolla », pretriassici, del ricoprimento Dent Blanche. La copertura quaternaria, morenica e detritica, è molto estesa.

I corpi minerari sono formati da lenti parallele più o meno complesse, costituite da straterelli subparalleli di pirite e calcopirite, concordanti con la scistosità delle rocce incassanti ed ubicate nella zona di contatto fra le prasiniti di letto e i calcescisti di tetto. La loro direzione è NE-SW con pendenza media di 45° verso SE. La pirite impregna altresì sia le rocce interstratificate che quelle incassanti. Gli altri minerali metallici osservati sono: pirrotina, blenda, bornite, cubanite, valleriite, marcasite, calcocite, molibdenite, covellina, grafite, magnetite, ematite, goethite. Nelle serpentine si sono rinvenuti: magnetite, cromite, spinello, ilmenite.

Il carattere « stratiforme » della mineralizzazione, la tessitura parallela del corpo minerario, la natura stessa delle rocce incassanti, i termometri geologici di cui disponiamo fanno pensare ad un giacimento primario singenetico marino, originatosi da emanazioni di magmi basici ricchi di solfo, ferro e rame, successivamente ripreso dal metamorfismo alpino. Il giacimento può quindi essere classificato come originariamente « *estrusivo-sedimentario* »,

---

(*) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università degli Studi di Milano, Cattedra di Giacimenti Minerari.

legato al magmatismo ofiolitico della eugeosinclinale piemontese, successivamente divenuto *metamorfico* entro gli scisti verdi. L'età della mineralizzazione primaria sarebbe compresa fra il Giurassico sup. e il Cretacico inf.

Summary. — The object of the present paper is the geological-mineralogical study of pyrite and copper deposit of Ollomont, in the homonymous valley, a few Kilometers north of Aosta. In the above mentioned area litotypes belonging to three large tectonic zones appear; from the floor and the roof they are in the following order: « Scisti di Casanna » of Gr. S. Bernardo overlap: the age of wich is Permian-Carboniferous; « Calcescisti », Mesozoic, of Combin zone: to them are connected the green stones made by « Prasiniti » and « Serpentine » due to a basic and ultra-basic magmatismus; the age of wich is Jurassic-Cretaceous; « Gneiss di Arolla », PreTriassic, of Dent Blanche overlap. The Quaternary, morainic and detrital, is very large.

The ore bodies are composed by parallel more or less complex lens, in their turn made by subparallel small beds of pyrite and chalcopyrite, related to the schistosity of the wall rocks and locaded in the contact zone between the floor made by « Prasiniti » and the roof made by « Calcescisti ». Their direction is NE-SW with a medium dip of 45° to SE. Also the pyrite is scattered whether in the interstratified or wall rocks. The other ores observed are: pyrrhotite, sphalerite, bornite, cubanite, valleriite, marcasite, chalcocite, molybdenite, covellite, graphite, magnetite, hematite, goethite. In the « Serpentine » there are: magnetite, chromite, spinel, ilmenite.

The stratified nature of the mineralisation, the parallel texture of the ore body, the type of the wall rocks, the availability of geological thermometers let us thing to a primary syngenetic marine deposit, originated by the emanation of basic magmas riches of sulphur, iron and copper and submitted, later, to the Alpine metamorphism. So, the deposit can by defined as « *extrusive-sedimentary* » in relation to the original ophiolitic magmatismus of the Eugeosynclinal Piemontese, subsequently *metamorphic* in the green stones. The age of the primary mineralisation would be in the period of time within the range of the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous.

Fig. 1. — Schizzo geologico della zona che circoscrive il giacimento di Olmont. Spiegazione dei segni: 1, alluvioni recenti e attuali, conoidi di deiezione; 2, detriti di falda e di frana; 3, depositi morenici; 4, gneiss di Arolla (Pretriassico); 5, calcescisti (Triassico - Giurassico - Cretacico?); 6, prasiniti (Giurassico sup. - Cretacico inf.); 7, serpentine (Giurassico sup. - Cretacico - Eocene); 8, scisti di Casanna (Carbonifero - Permiano); 9, miniera; 10, linea di sovrascorrimento..

Nella preparazione di questa cartina è servita di base la carta geologico-petrografica della Valpellina Inferiore e della valle di Ollmont di E. A. Diehl, R. Masson e A. H. Stutz.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
2303
2048
Bv
2436
Chesal
Barlia
Vaud
1482
2396
Rey
Ollomont
2078
2153
0
500 m

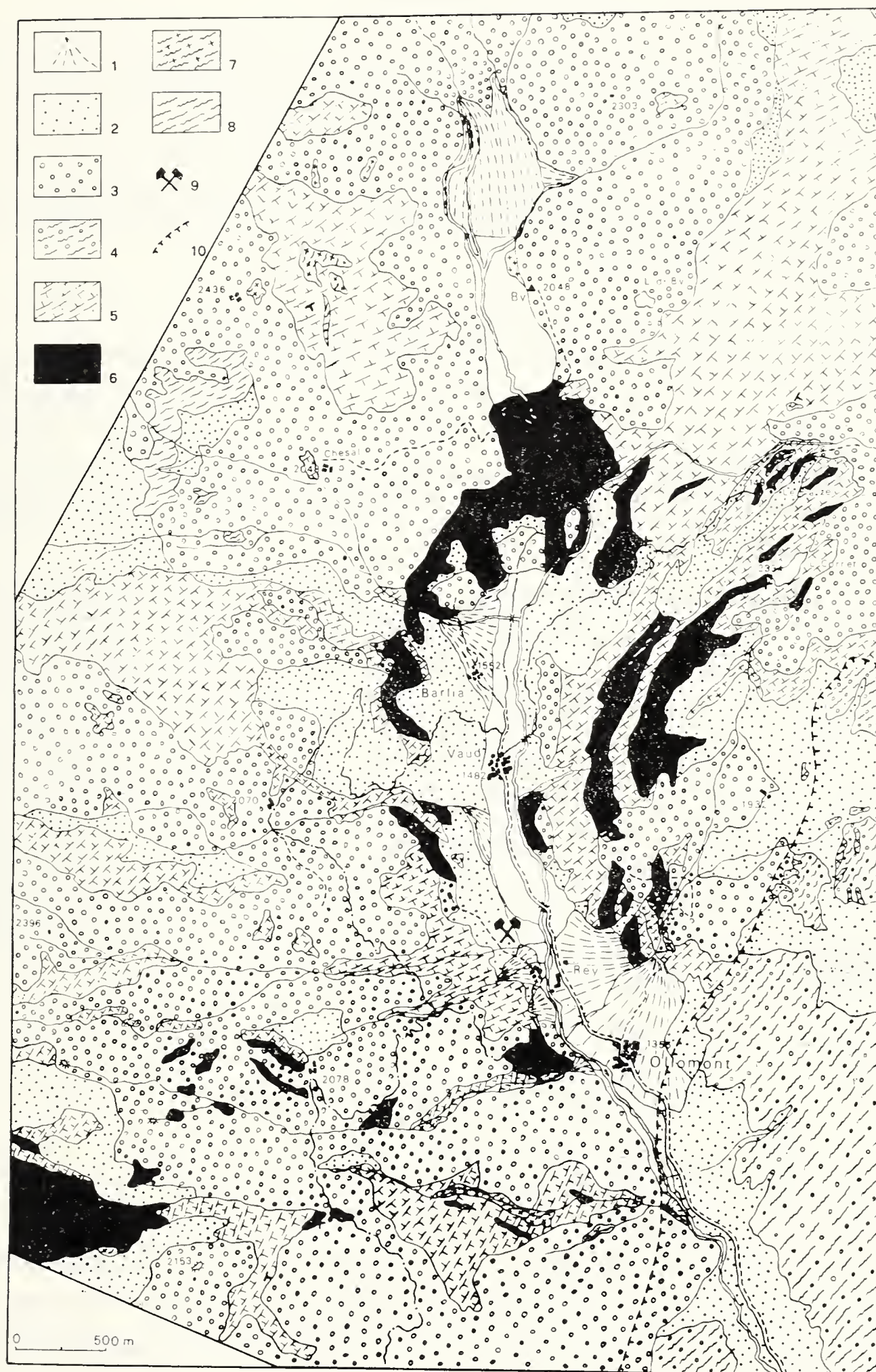



Fig. 1.

Premessa.

Nell'ambito delle ricerche giacimentologiche promosse dalla Sez. IV del Gruppo Nazionale Problemi Minerari del C.N.R., il prof. Dino di Colbertaldo mi affidava, nel 1967, lo studio del giacimento piritoso-cuprifero di Ollomont in Val d'Aosta per completare le nostre conoscenze su questo tipo di depositi legati alle pietre verdi delle Alpi.

Il mio studio è stato condotto parte in campagna per il rilievo geologico-petrografico e minerario della regione in cui si trova la miniera, durante la stagione estiva del 1967, parte nel sottosuolo della stessa e parte infine, nel successivo periodo, presso il laboratorio della Cattedra di Giacimenti Minerari dell'Università di Milano ove ho effettuato l'esame minerografico di numerose sezioni lucide e sottili.

I risultati conseguiti permettono di dare una ben definita posizione genetica al giacimento di Ollomont in relazione agli altri similari esistenti nelle Alpi, e di ricostruire le varie vicende attraverso cui è passato il corpo minerario dalla sua prima origine ai giorni nostri. A chiusura di questa breve premessa desidero ringraziare il prof. Dino di Colbertaldo per la direzione del mio lavoro e per i vari aiuti e consigli fornitimi durante il corso delle ricerche, e il dr. Sandro Kindl della « Miniera di Fragné-Chialamberto » che mi ha cortesemente guidato nel sottosuolo e agevolato nelle indagini di campagna.

Caratteristiche geologico-petrografiche.

La zona studiata abbraccia un'area di circa 30 km^2 ed è localizzata in Val d'Aosta in corrispondenza del vallone di Ollomont.

In questa zona, dal basso verso l'alto, affiorano i seguenti litotipi che fanno parte delle tre grandi unità tettoniche denominate *Ricoprimento Gr. S. Bernardo, Zona del Combin, Ricoprimento Dent Blanche* (Fig. 1):

1 - Ricoprimento Dent Blanche - *Gneiss di Arolla* (Pretriassico)

2 - Zona del Combin
- *Calcescisti* (Triassico - Giurassico - Cretacico ?)
- *Prasiniti* (Giurassico sup. - Cretacico inf.)
- *Serpentine* (Giurassico sup. Cretacico - Eocene)

3 - Ricoprimento Gr. S. Bernardo - *Scisti di Casanna* (Carbonifero - Permiano)

1. Ricoprimento Gr. S. Bernardo

Scisti di Casanna.

Con il termine di « Scisti di Casanna » H. Gerlach (1869) ha indicato una massa straordinariamente eterogenea di scisti cristallini cui finora si è attribuita un'età permo-carbonifera, riferita alla « zona del Gr. S. Bernardo ». Secondo E. Argand (1911), E. Wegmann (1923) e altri Autori la serie giungerebbe verso l'alto fino a comprendere il Trias inferiore.

Gli « Scisti di Casanna », che costituiscono la cerchia montuosa che a nord-ovest cinge la valle di Ollomont, s' immergono sotto i terreni mesozoici della copertura tettonica del ricoprimento Gr. S. Bernardo. Essi vengono considerati prevalentemente come derivati epi- fino a meso-metamorfici di sedimenti arenaceo-marnosi continuamente alterantisi, con intercalazioni di originarie rocce eruttive basiche, le attuali prasiniti, e i loro tufi intercalati.

Nella zona studiata sono presenti le parti stratigraficamente più elevate degli « Scisti di Casanna », estremamente pieghettati per la vicinanza del contatto tettonico con la soprastante Zona del Combin.

Un campione raccolto a q 2150 nella zona di La Vecchia, sulla destra idrografica del torrentello che lambisce la baita quotata 2095, presenta una tessitura nettamente scistosa con piani di scistosità variamente ripiegati, un colore grigiastro tendente al verde. Al microscopio la roccia pone in evidenza una decisa struttura lepidoblastica. I componenti mineralogici *essenziali* sono rappresentati da muscovite, quarzo, clorite, granato; quelli *accessori* da epidoto, apatite, titanite, ossidi di ferro, minerali opachi.

La *muscovite* è, insieme al quarzo, il minerale di gran lunga più abbondante. Essa compare in lamelle associate in fasci che, pur provvisti di un'orientazione generale, si presentano localmente estremamente contorti in relazione all' intensa azione tettonica cui la roccia è stata sottoposta. I caratteri ottici della muscovite esaminata sono quelli usuali.

Il *quarzo*, completamente ricristallizzato, si presenta in granuli addentellati variamente inglobati nei letti micaceo-cloritici. Gli individui sono limpidi, privi di inclusioni, con chiara estinzione ondulata.

La *clorite* ha la composizione di una pennina, come risulta dai seguenti caratteri ottici: pleocroismo netto con n_α = giallo pallido, n_β = verde molto chiaro, n_γ = verde chiaro; l'assorbimento è dato da: $n_\gamma \geq n_\beta > n_\alpha$; il segno ottico è negativo, la sfaldatura perfetta secondo (001). La birifrazione è bassa, i colori di interferenza anomali, violacei fino a bluastri. L'abito è quello di piccole lamelle concresciute con fiamme di muscovite. Gli inclusi, molto rari, sono costituiti da epidoto, rutilo e segregati di ossidi di ferro disposti lungo i piani di sfaldatura.

Il *granato*, un termine piralspitico, compare in rari cristalli arrotondati di medie e piccole dimensioni, di color giallo-bruno chiaro, intensamente fratturati, con una leggera alterazione in clorite lungo le fratture.

L'*epidoto* si presenta in granuli, talora associati a costituire piccole concentrazioni, e in cristalli idiomorfi ad abito prismatico allungato con sfaldatura netta secondo (001) e intensa fratturazione trasversale. Accanto ad un termine clinozoisitico caratterizzato dal segno ottico positivo, colori di interferenza bluastri, anomali, si trova pure un termine pistacitico con segno ottico negativo, colori di interferenza vivaci e variopinti.

In piccola quantità, ma uniformemente diffusa, si rinviene dell'*apatite* di solito in cristalli prismatici isolati di discrete dimensioni, associati generalmente ai minerali lamellari. I caratteri ottici sono quelli comuni.

La *titanite*, piuttosto rara, appare in cristalli idiomorfi a forma di losanga di color bruno scuro, circondati da aloni di alterazione nerastri. Il rilievo è molto forte, il pleocroismo marcato

nelle tonalità brunastre. I colori di interferenza sono mascherati dal colore proprio del minerale.

I *minerali opachi,* discretamente abbondanti, costituiscono delle plaghe allungate, isoorientate con le lamelle di muscovite e di clorite.

Per la sua composizione mineralogica questa roccia può essere definita come un *micascisto cloritico-granatifero.*

2. Zona del Combin.

Sopra gli scisti pretriassici di Casanna, appartenenti al ricoprimento Gr. S. Bernardo, fanno seguito i terreni mesozoici della zona del Combin.

Lungo l'area di contatto tra questi due complessi tettonici (il contatto vero e proprio non è visibile a causa della copertura morenica e detritica) si osserva in qualche punto un'alternanza di rocce pretriassiche con rocce triassiche.

Sul terreno si possono distinguere le rocce della serie di Casanna da quelle della zona del Combin per una differenza dell' intensità del metamorfismo subìto dai sedimenti arenaceo-marnosi, originariamente affini, dei due complessi litologici, anche se non è possibile stabilire uno stadio di mesometamorfismo vero e proprio degli scisti di Casanna e uno stadio di epimetamorfismo dei calcescisti.

Le rocce della zona del Combin sono costituite in prevalenza da scisti grigio-nerastri, noti con il nome di « calcescisti » e « scisti lucidi » (Bündnerschiefer, Glanzschiefer, Schistes lustrés). In essi si trovano intercalati prodotti metamorfosati di rocce eruttive basiche, le cosiddette ofioliti o pietre verdi.

Per questa unità tettonica sono state studiate le seguenti facies: calcescisti, prasiniti e serpentine.

a) *Calcescisti.*

Alla costituzione geologica della valle di Ollomont partecipa in maniera essenziale la serie dei calcescisti, termine sotto il quale vengono riunite tutte le rocce mesozoiche di origine sedimentaria. Con ogni probabilità la formazione di queste rocce non dovrebbe essere più antica del Trias, mentre, per quanto riguarda il suo li-

mite superiore, è molto difficile stabilire se esso si spinga nel Giura medio e superiore o nel Cretaceo.

Le rocce primarie degli attuali calcescisti, coi vari termini intermedi, dovevano essere rappresentate da calcari, calcari marnosi, sedimenti argillosi e arenacei di chiara origine neritico-batiale.

Si tratta di rocce nero-grigie fino a grigie con lucentezza cangiante sulla superficie di frattura, caratterizzate da banchi compatti alternati a banchi con evidente tessitura scistosa, spesso ondulata. Assai frequenti sono intercalazioni di straterelli e di lenticelle di quarzo.

La giacitura degli scisti in generale è molto costante e varia solo localmente. La direzione è NE - SW; la pendenza circa 30° verso SE.

Un campione, raccolto nella galleria S. Barbara del giacimento di Ollomont a q 1146, dove essa attraversa nella sua parte media un potente banco di calcescisti, presenta una tessitura nettamente scistosa e un colore grigio-verdastro. Al microscopio la roccia rivela una struttura cristalloblastica. I componenti *essenziali* sono: calcite, quarzo, muscovite; quelli *accessori*: clorite, epidoto, apatite, plagioclasio, titanite, tormalina, ossidi di ferro, minerali opachi.

La *calcite*, incolora, presenta sfaldatura romboedrica e geminazione polisintetica; alcune plaghe, per effetto dei fenomeni tettonici che hanno interessato la roccia, presentano un'estinzione ondulata. Compare in cristalli a contorni irregolari di piccole e medie dimensioni che, associandosi ai granuli di quarzo, costituiscono un fitto mosaico. Le rare inclusioni sono costituite da micrograuli di quarzo e da esili lamelle di muscovite.

Il *quarzo* è nettamente subordinato rispetto alla calcite. Compare in individui allotriomorfi di piccole dimensioni dispersi nella roccia, oppure associati a costituire delle lenticelle isoorientate con la scistosità della roccia. Gli aggregati granulari e microgranulari sono costituiti da granuli con margini addentellati, limpidi, privi di inclusioni, con estinzione nettamente ondulata; si tratta di quarzo completamente ricristallizzato.

La *muscovite* presenta una netta sfaldatura secondo (001) e caratteri ottici usuali. Gli inclusi di minerali opachi sono disposti preferenzialmente lungo i piani di sfaldatura. Compare in lamelle

isolate e in lamine di medie dimensioni, talora ondulate, la cui orientazione conferisce la scistosità alla roccia.

La *clorite* è un termine clinoclorico con le seguenti proprietà ottiche: pleocroismo basso con n_α = incoloro, n_β = giallo chiaro, n_γ = verde chiaro; l'assorbimento $n_\gamma > n_\beta \geq n_\alpha$; il segno ottico è positivo. La birifrazione è bassa; i colori di interferenza sono anomali, grigio-verdastri; l'estinzione è retta.

L'*epidoto* è un termine pistacitico debolmente colorato in verde chiaro con pleocroismo appena accennato nelle tonalità del giallo-verde pallido; il rilievo e la birifrazione sono elevati, i colori di interferenza vivaci e variopinti; comune è la zonatura; il segno ottico è negativo. Le sezioni prismatiche presentano sfaldatura netta secondo (001), un'intensa fratturazione trasversale, estinzione retta. Compare in granuli minuti diffusi in tutta la roccia, ma preferenzialmente disposti secondo i piani di scistosità.

L'*apatite* è presente in rari cristalli di medie dimensioni isoorientati con la scistosità della roccia con una fratturazione trasversale piuttosto intensa.

Il *plagioclasio* ha la composizione di un'albite, con i seguenti caratteri ottici: n'_α, n'_β, $n'_\gamma < \omega qz$, e altresì $n'_\alpha \cong$ indice del balsamo del Canadà; il segno ottico è positivo; presenta tracce di sfaldatura secondo (001); non è geminato.

E' un accessorio presente in plaghe allotriomorfe con inclusioni di calcite, quarzo, epidoto; le fratture sono cementate prevalentemente da calcite.

La *titanite* è rara in individui microcristallini con la caratteristica sezione a losanga.

La *tormalina*, in minuscole lamine disperse nella roccia, è estremamente rara.

Gli *ossidi di ferro* costituiscono piccole plaghe che colorano in rosso e in giallo i minerali circostanti.

Altri campioni di calcescisti sono stati raccolti a q 1600, parte lungo il sentiero che partendo da poco oltre l'abitato di Vaud si dirige verso il torrente Crêtes, parte sul versante sinistro della valle, in prossimità di Vaud, dove affiora una roccia compatta, fratturata minutamente, di colore verdognolo e parte infine lungo il sentiero che dal canale che scorre sopra Vescovi si dirige alla baita di q 2342, nel quale a q 2270 si osserva un piccolo affiora-

mento costituito da una roccia nerastra con scistosità accentuata, finemente cataclasata.

Studiati al microscopio essi rivelano una composizione mineralogica pressochè analoga salvo variazioni centesimali di quarzo, calcite e minerali argillosi.

b) *Prasiniti.*

Le rocce basiche della valle di Ollomont, che durante il metamorfismo alpino furono trasformate in scisti verdi, costituiscono un elemento tipico della zona del Combin. La maggiore diffusione è quella delle facies che hanno un chimismo gabbrodioritico; ad esse si accompagnano serpentine che affiorano di preferenza sul versante destro della valle. Questi scisti verdi si presentano in forma di lenti irregolari che si ingrossano e si assottigliano, e di veri e propri letti seguibili per un lungo tratto, intercalati in modo concordante nei calcescisti.

Secondo E. Diehl (1952), i fenomeni di contatto che si osservano ai margini delle ofioliti della valle di Ollomont possono giustificare l'ipotesi di una loro origine da intrusioni femiche, mentre più difficile risulta sostenere una loro derivazione da colate effusive o da tufi. Di difficile soluzione è il problema relativo all'ordine di successione e all'età di queste rocce.

Gli scisti verdi della valle di Ollomont, sempre secondo E. Diehl (1952), si inseriscono senza difficoltà in una grande unità chimico-petrografica di « tipo pacifico » che si estende attraverso l'intera zona pennidica delle Alpi Occidentali e Orientali.

L'intrusione delle ofioliti sembra essere stata sintettonica, eventualmente anche tardo-tettonica con una successione cronologica da gabbrodioritica fino a termini pirossenico-peridotitici. Non si può tuttavia stabilire una regola generale circa i rapporti e la giacitura dei singoli tipi.

Per quanto riguarda le prasiniti si può dire che esse si sono originate per metamorfismo di epizona come lo stanno a dimostrare i loro quattro componenti mineralogici principali: albite, epidoto, orneblenda attinolitica o tremolitica e clorite (clinocloro fino a pennina). Per questa facies petrografica sono stati studiati due campioni, uno proveniente dalle vicinanze della baita di q 1556 e uno da q 1650.

Prasinite di baita q 1556 - Il campione proviene da una lente affiorante sul versante destro della valle ad W di Voex in prossimità della baita quotata 1556. Nel suo insieme la roccia presenta una tessitura scistosa e compatta. La grana è fine con minuti ocelli bianchi di albite; il colore è verdastro.

Al microscopio si distinguono componenti *essenziali*, quali albite, clorite, epidoto, anfibolo, e *accessori* fra cui quarzo, titanite, rutilo, calcite, muscovite, apatite, minerali opachi, ossidi di ferro.

L'*albite* si presenta in fenoblasti a contorni globulosi, separati da sottili letti lepidoblastici costituiti sostanzialmente da clorite e da anfibolo che si adattano ai contorni degli individui albitici inglobandoli e in individui di minori dimensioni, spesso geminati come i fenoblasti secondo la legge omonima.

I caratteri ottici rientrano nella normalità. L'angolo di estinzione simmetrica in zona $\perp$ (010) è di 17° e corrisponde a una miscela al $4 \div 5\%$ di An.

I fenoblasti includono peciliticamente granuli di epidoto, lamelline di clorite, lamine, anche di grandi dimensioni, di anfibolo e cristalli di titanite il cui orientamento a vortice nell'interno del minerale ospite testimonia movimenti di rotolamento.

La *clorite* è un termine clinoclorico con i seguenti caratteri ottici: pleocroismo chiaramente visibile, n_α = giallo chiaro, $n_\beta = n_\gamma$ = verde-giallo, sfaldatura basale netta, rilievo moderato. La birifrazione è bassa, i colori di interferenza anomali, grigio-verdastri. Si presenta in fasci lamellari associati ai cristalli di anfibolo, con orientamento generale secondo la scistosità della roccia. Frequenti sono le inclusioni di epidoto in granuli minuti, di titanite e di rutilo.

L'*epidoto* ha un colore giallo chiaro, un debole pleocroismo, tracce di sfaldatura nette secondo (001), imperfette secondo (100). La birifrazione è elevata, i colori di interferenza vivaci con frequenti zonature, per cui il colore passa da rosso-viola a giallo ad azzurro procedendo dal centro verso i margini del cristallo; il segno ottico è negativo, l'estinzione è sempre obliqua $\alpha : z = 6° - 8°$. E' presente anche il termine clinozoisitico caratterizzato da colori di interferenza anomali, bluastri; il segno ottico è positivo. L'epidoto è abbondante e diffuso in tutta la roccia in cristalli idiomorfi con caratteristiche sezioni trasversali rombiche e in granuli che

talora si associano a costituire delle concentrazioni nei letti di clorite e di anfibolo. Abbondanti sono gli inclusi di titanite e di rutilo, sostanzialmente.

L' *anfibolo* ha la composizione di un' actinolite con i seguenti caratteri ottici: pleocroismo moderato, n_α = giallo pallido, n_β = giallo-verde, n_γ = verde pallido; il rilievo è medio, la sfaldatura evidente secondo (110). La birifrazione è elevata, i colori di interferenza di 2° ordine; l'estinzione è obliqua con $c : \gamma = 20°\text{-}21°$.

Si presenta in cristalli prismatici allungati con struttura cataclastica; la loro orientazione concorda con la scistosità della roccia. Per adattarsi all'ondulazione dei letti scistosi, i cristalli risultano spezzati trasversalmente oppure incurvati.

Il *quarzo*, poco abbondante, si presenta in granuli addentellati associati a costituire plaghette allungate con la scistosità e in minuscoli inclusi tondeggianti nell'albite. E' limpido con una netta estinzione ondulata.

La *titanite* ha un colore bruno. E' relativamente abbondante in microgranuli allungati che si associano a costituire degli allineamenti ondulati, talora contorti, nella direzione di scistosità della roccia. Il *rutilo* si presenta in aghetti e in granuli associati alla titanite, inclusi nell'albite, nell'epidoto, nella clorite, nell'anfibolo. I suoi caratteri ottici sono normali.

La *calcite* forma plaghe allotriomorfe disposte ai margini dei fenoblasti albitici di cui cementa le fratture. La *muscovite*, assai rara, si trova in lamelline associate a clorite e ad anfibolo. L'*apatite* compare in cristalli idiomorfi a sezione prismatica dispersi nella roccia.

Il passaggio tra le prasiniti e i calcescisti non è netto, ma si manifesta attraverso dei termini litologici che hanno una composizione mineralogica intermedia.

Prasinite di q 1650 - Il campione è stato raccolto in prossimità del contatto prasiniti-calcescisti a q 1650 lungo il sentiero che iniziando a monte di Vaud si dirige verso il torrente Crêtes. Esso presenta una tessitura nettamente scistosa; la grana è fine con ocelli bianchi di albite, il colore giallo-verdastro. Al microscopio, i componenti *essenziali* sono: albite e calcite in proporzioni pressochè uguali, epidoto, anfibolo, clorite e in quantità minori

quarzo e muscovite. I componenti *accessori* sono rappresentati da titanite, biotite verde, rutilo, apatite, minerali opachi, ossidi di ferro.

L'*albite* ha una composizione analoga a quella data per la prasinite precedentemente descritta, cioè 5-6% di An. Si presenta in fenoblasti privi di forma propria, solitamente arrotondati, ricchi di inclusi di epidoto, quarzo, anfibolo, titanite, rutilo e più raramente di muscovite.

La *clorite* (var. clinocloro), l'*actinolite* e subordinatamente la *muscovite* e la *biotite verde* si associano a costituire dei letti scistosi ondulati cui è legata la sfaldabilità della roccia.

Il *quarzo*, completamente ricristallizzato, è nettamente più abbondante di quello che si ha in una prasinite tipica; si associa alla calcite per costituire un pavimento granulare; in associazioni granulari e microgranulari costituisce delle lenti isoorientate con la scistosità della roccia.

La *biotite verde* ha un pleocroismo alto con n_α = giallo pallido, $n_\beta = n_\gamma$ = giallo-verde, una sfaldatura netta secondo (001). Le minuscole lamelle ai margini risultano alterate in clorite.

La *calcite* appare in plaghe allotriomorfe in cui è chiaramente visibile la sfaldatura romboedrica e spesso una geminazione polisintetica; queste plaghe sono costituite da individui cristallini di medie dimensioni e da individui minuti che saldano i primi. Essa cementa i fenoblasti albitici avvolgendoli e riempiendone le fratture; presenta inclusi di quarzo, epidoto, muscovite, anfibolo.

Questa facies petrografica rappresenta il metallifero della zona in quanto in essa ha sede il giacimento di Ollomont.

c) *Serpentine.*

Le serpentine costituiscono i termini ofiolitici ultrabasici di sicura origine intrusiva. Le vere « Rocce Verdi », secondo R. MICHEL (1953), sono solamente quelle di questo tipo sulla cui origine non vi sono dubbi, mentre altrettanto non si può dire per le prasiniti. Le intrusioni sarebbero di età mesozoica.

Nella valle di Ollomont le serpentine affiorano su entrambi i versanti in forma di lenti o di masse irregolari più o meno concordanti con la giacitura delle rocce incassanti. Un'eccezione a questo tipo di giacitura la troviamo ad oriente dell'Alpe del Berio,

verso q 2026, dove in alcuni punti gli gneiss di Arolla sono attraversati da serpentine con l'aspetto di filoni. Sono rocce molto omogenee, massicce fino a compatte, a grana fine; sulle superfici fresche mostrano un colore grigio-verde, mentre sulle superfici alterate si hanno tinte verdi chiare fino a brune e nere.

Un campione, raccolto a q 2260 poco a destra del sentiero che, a N del Dosso Boegno Bà, dal canale che scorre sopra Vescovi si dirige verso le baite quotate 2342, presenta una tessitura compatta, una grana molto fine, un colore grigio-verde. Al microscopio, i componenti *essenziali* sono: antigorite, nettamente prevalente, crisotilo; componenti *accessori*: brucite, calcite, talco, magnetite, cromite.

L'*antigorite* ha un rilievo basso, una sfaldatura perfetta secondo (001); il colore è verde pallido, il pleocroismo molto debole. La birifrazione è bassa. Si presenta in aggregati di plaghette lamellari con la caratteristica struttura a maglia, costituendo un feltro compatto che racchiude gli altri minerali della roccia.

Il *crisotilo* compare in fibre molto fini, incolori, ad estinzione retta.

La *brucite,* fibrosa, ha un colore giallo pallido, un rilievo medio-basso. La birifrazione è poco elevata; i colori di interferenza sono anomali, giallo-arancio. Compare nelle fratture della roccia dove le fibre si orientano normalmente ai piani di frattura.

La *calcite* è presente in plaghette intensamente fratturate con rilievo elevato e sfaldatura romboedrica netta; le fratture sono riempite da calcite di 2° generazione che va altresì a contornare gli individui di antigorite.

Il *talco* costituisce fini lamelle incolori con sfaldatura netta secondo (001).

La *magnetite* è il minerale opaco predominante. Si presenta in individui idiomorfi, più frequentemente in granuli a contorni irregolari. La certezza della determinazione di questo minerale come magnetite è stata ottenuta indirettamente attraverso lo studio di una sezione lucida ricavata dalla stessa roccia. Così pure si segnala la presenza di *cromite* che appare in plaghe allotriomorfe opache con chiazze di color rosso cupo.

Un altro campione, raccolto a q 2020 lungo il sentiero che dall'Alpe del Berio (q 1932) si dirige verso oriente mantenendosi a mezza costa, presenta un colore nerastro, ma la composizione mineralogica risulta analoga a quella del campione precedentemente descritto.

Ai margini delle masse ofiolitiche e in modo particolare delle serpentine si possono osservare interessanti fenomeni di metamorfismo di contatto; le zone di contatto sono per lo più potenti solo alcuni centimetri. Particolarmente comuni sono gli scisti talcosi e actinolitici che accompagnano le serpentine sotto forma di zone periferiche.

3. Ricoprimento Dent Blanche.

Gneiss di Arolla.

Le rocce della serie di Arolla costituiscono il tetto dei calcescisti con pietre verdi della zona del Combin. Il limite con i calcescisti sottostanti, visibile solo localmente quando non è ricoperto dai detriti di falda, è sicuramente di origine tettonica: in nessun punto si è potuto osservare un passaggio litologico normale. Mentre i calcescisti rimangono complessivamente inalterati fino al contatto, gli gneiss di Arolla variano su breve distanza. Comunemente si trova presso il contatto una fascia intensamente fratturata dello gneiss di Arolla sopra la quale seguono delle rocce ben pieghettate; col diminuire delle pieghettature queste rocce passano nuovamente allo gneiss di Arolla normale. In diversi punti si possono osservare disturbi di giacitura con raddrizzamento di singoli pacchetti rocciosi (Alpe del Berio). Lungo i limiti di questi pacchetti della base disturbata degli gneiss si incontrano spesso delle serpentine che costituiscono degli affioramenti lentiformi.

Un campione, raccolto a q 1425 ai piedi del costone che ad oriente di Ollomont cinge la valle, presenta una tessitura finemente scistosa con alternanza di sottili letti bianchi essenzialmente quarzosi e di pellicole di color verde chiaro di composizione micacea.

Al microscopio si osserva una tessitura chiaramente scistosa e una struttura cristalloblastica con grana minuta; i componenti *essenziali* sono: quarzo, fengite, plagioclasio; componenti *acces-*

sori: epidoto, biotite, ortoclasio, anfibolo, clorite, apatite, calcite, titanite, tormalina, ossidi di ferro, minerali opachi.

Il *quarzo* è il minerale nettamente più abbondante; insieme al plagioclasio albitico costituisce una pasta granoblastica in cui presenta una discreta orientazione; i granuli sono di piccole dimensioni, addentellati e fra loro ricristallizzati a seguito dei fenomeni di rigenerazione cristalloblastica. Non perfettamente limpido, presenta inclusioni estremamente minute di epidoto e titanite; l'estinzione è decisamente ondulata.

Il *plagioclasio* ha la composizione di un'albite (6-7% An) con i seguenti caratteri ottici: angolo di estinzione simmetrica in zona $\perp$ (010) = 14°, segno ottico positivo; n'_α, n'_β, $n'_\gamma < \omega qz$; rari individui sono geminati secondo la legge dell'albite, rarissimi i geminati Carlsbad; sono visibili le tracce di sfaldatura (001).

Compare in plaghette allotriomorfe a costituire col quarzo la pasta granoblastica di fondo e in rari porfiroblasti allungati secondo la scistosità della roccia. Nella maggior parte degli individui si osserva una parziale alterazione in sericite, le cui sottili lamelle sono talora orientate secondo piani particolari, di sfaldatura o di geminazione. Sono presenti inclusioni di epidoto, titanite e quarzo.

La *fengite* ha una debole colorazione verde chiara, un pleocroismo appena accennato. Forma dei sottili letti ondulati che dànno la scistosità alla roccia. Lungo i piani (001) di sfaldatura si addensano minerali opachi.

L'*epidoto* è un termine pistacitico con i seguenti caratteri ottici: pleocroismo debole, n_α = giallo pallido, $n_\beta = n_\gamma$ = giallo chiaro, segno ottico negativo. Si presenta in cristalli idiomorfi con struttura cataclastica, con sfaldatura raramente visibile, talora associati a costituire raggruppamenti granulari. Seppure diffuso in tutta la roccia, esso si concentra nei letti scistosi costituendo degli allineamenti più o meno continui.

La *biotite* ha un pleocroismo netto, n_α = giallo-verde pallido, $n_\beta = n_\gamma$ = giallo bruno, una perfetta sfaldatura basale. Compare in lamine minute isoorientate con la scistosità, marginalmente alterate in clorite.

La *clorite* forma delle plaghettine di color verde chiaro con debole pleocroismo e colori di interferenza anomali.

L'*ortoclasio* si rinviene in rari individui allotriomorfi associati a quarzo ed albite. Non è geminato e presenta una debole alterazione in sostanze argillose.

L'*anfibolo* compare in lamine orientate con struttura cataclastica disperse nella roccia; è un *glaucofane* con queste caratteristiche ottiche: pleocroismo chiaro, n_α = giallo pallido, $n_\beta = n_\gamma =$ = verde-azzurro, rilievo moderato. La birifrazione è media, l'estinzione inclinata con $c : \gamma = 18°$; il segno ottico è negativo; $2V = 60°$ circa.

La *calcite* è presente in plaghette minute avvolte da aloni nerastri.

La *titanite* e il *rutilo,* in minuscoli cristalli, si allineano lungo i piani di scistosità. L'*apatite,* in cristalli idiomorfi prismatici o esagonali a seconda del piano di taglio, è solitamente inclusa nei letti scistosi. La *tormalina* si trova in rari individui sparsi nella roccia.

Sulla base dello studio petrografico, questa facies può essere definita come un *micascisto fengitico a glaucofane.*

I depositi morenici e detritici.

Nella valle di Ollomont hanno una notevole estensione i depositi morenici. Le morene si trovano in media fino ad un'altezza di 2400 m, raggiungendo anche 2600-2700 m sul livello del mare. A questa quota esse vengono ricoperte dal materiale più recente che costituisce le falde di detrito ai piedi delle pareti scoscese che cingono la valle e da terreni originatisi dai processi postglaciali di erosione e di alterazione. Nelle piccole valli più elevate il paesaggio è molto spesso caratterizzato da questi depositi detritici.

Tettonica della zona rilevata.

La ristretta area rilevata si inserisce nel quadro tettonico generale della zona pennidica delle Alpi Occidentali ove dominano le tre grandi unità tettoniche denominate: ricoprimento del Gr. S. Bernardo, zona del Combin, ricoprimento della Dent Blanche.

Il metamorfismo alpino di dislocazione non provocò nella valle di Ollomont un semplice distacco dei sedimenti mesozoici legati alla zona del Combin, ma fu anche causa di intensi spostamenti orizzontali. La natura tettonica del contatto fra le rocce della zona del Combin e i sottostanti scisti di Casanna, seppure non sia visibile a causa della copertura morenica e detritica, è convalidata dalle seguenti considerazioni:

— metamorfismo selettivo sui due gruppi di sedimenti arenaceo-marnosi (appartenenti rispettivamente al ricoprimento Gr. S. Bernardo e alla zona del Combin), originariamente affini.

— intercalazione di lembi degli scisti di Casanna nei calcescisti a N di Chesal.

— intensa pieghettatura degli scisti di Casanna.

Il contatto della serie di Arolla con i calcescisti sottostanti corrisponde ad un orizzonte di sovrascorrimento molto chiaro; la concordanza nella giacitura dei due gruppi di rocce è senza dubbio un fenomeno tettonico. Ciò è giustificato dall' intercalazione di lembi di rocce simili agli gneiss di Arolla presso Le Piazze e da un' intensa fratturazione degli gneiss immediatamente soprastante alla superficie di sovrascorrimento. La serpentina che affiora ad E dell'Alpe del Berio, verso q 2026, non indica un' intrusione primaria di tipo filoniano entro gli gneiss, bensì una massa peridotitica nella base rimaneggiata del ricoprimento Dent Blanche ove ha assunto la funzione di un buon lubrificante tettonico.

Il motivo strutturale dell' interposta zona del Combin è estremamente semplice e caratterizzato da una disposizione isoclinale dei calcescisti con le relative pietre verdi le quali hanno la forma di lenti, di strati o di ammassi concordanti. La giacitura dei piani di scistosità si mantiene pressochè costante in tutta la zona con una direzione all' incirca NE - SW e inclinazione media di 30° verso SE.

Nel sottosuolo della miniera è possibile notare come le pietre verdi siano state interessate da numerose microfaglie variamente dirette e con rigetti di pochi decimetri fino a 1-2 m; la roccia ne risulta smembrata in molteplici zolle.

Il giacimento.

La miniera.

La miniera di Ollomont è ubicata presso il paese omonimo situato a q 1356. Il sottosuolo consta di tre distinte sezioni denominate S. Giovanni, Balme e Vaux, ancora in parte percorribili. La sezione S. Giovanni, la più importante, ha uno sviluppo in gal-

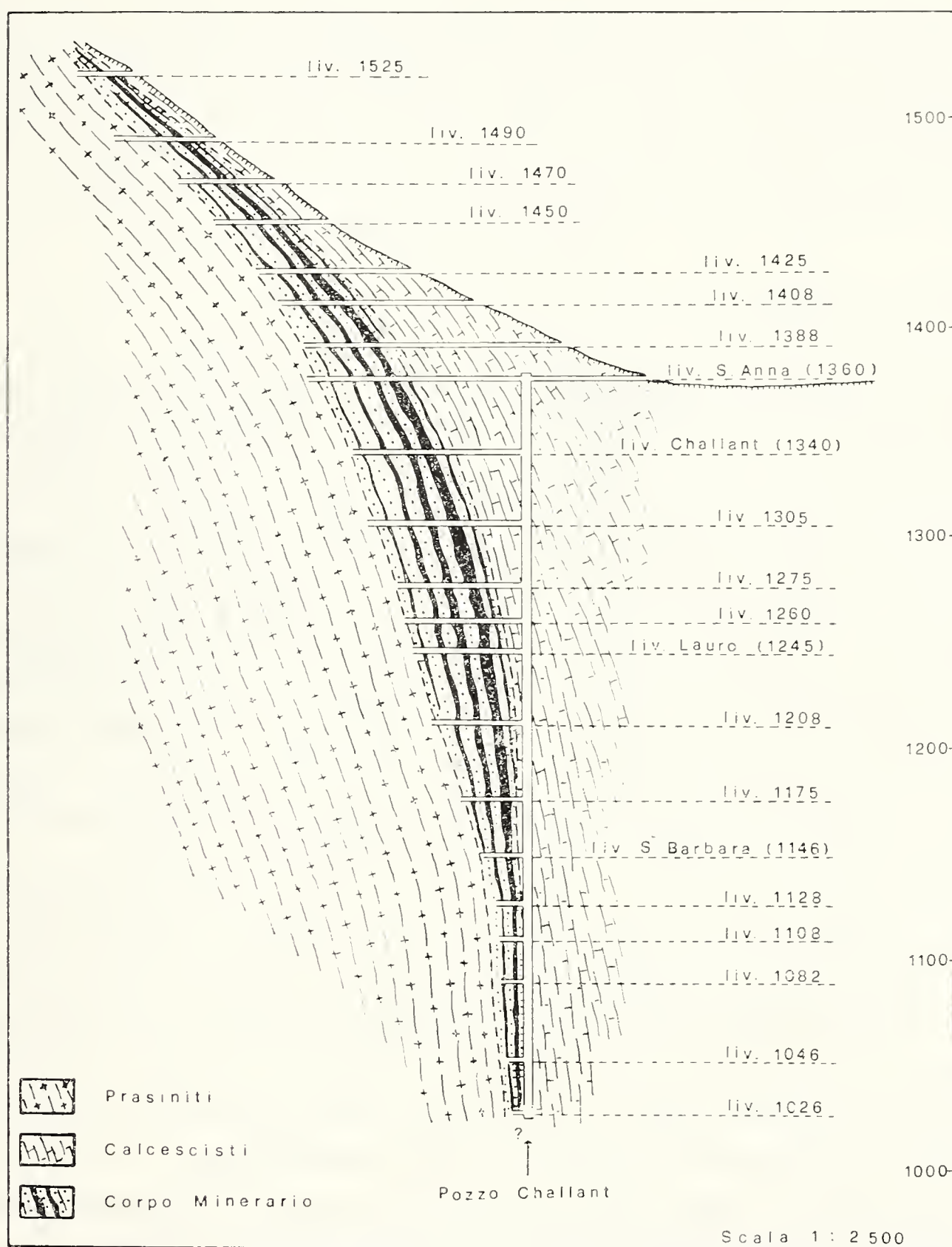



Fig. 2. — Sezione, in parte proiezione, del corpo minerario (sez. S. Giovanni).

lerie di circa 6 km e comprende i seguenti livelli e sottolivelli: Livello di q 1540, Livello di q 1525, Livello di q 1490, Livello di q 1470, Livello di q 1450, Livello di q 1425, Livello di q 1408, Livello di q 1388, Livello S. Anna (q 1360), Livello Challant (q 1340), Livello di q 1305, Livello Puisara (q 1275), Livello di q 1260, Livello Lauro (q 1245), Livello di q 1208, Livello di q 1175, Livello S. Barbara (q 1146), Livello di q 1128, Livello di q 1108, Livello di q 1082, Livello di q 1046, Livello di q 1026.

Mentre i livelli superiori della miniera, a partire dal livello S. Anna (q 1360), comunicano direttamente con l'esterno attraverso imbocchi distribuiti lungo i versanti della valle (attualmente tali imbocchi sono murati essendo la miniera abbandonata), i livelli sottostanti al fondovalle venivano raggiunti attraverso il pozzo Challant (Fig. 2) e il livello di base S. Barbara.

Notizie storiche.

Il giacimento cuprifero di Ollomont fu scoperto nel 1699. Ollomont era allora compreso nel feudo dei Signori di Quart, del quale aveva ricevuto investitura il conte Perrone di S. Martino. Questi si dedicò allo sfruttamento unendosi in società con il barone Ferrod, che già lavorava con profitto un giacimento, sempre di rame, nel territorio di Fenis. Pare che l' impresa sia stata molto proficua; il Ferrod condusse così bene l'attività della miniera da ricavarne in qualche anno un beneficio personale di 500.000 libbre.

Il Ferrod lasciò poi la Società e il conte Perrone continuò da solo con minore fortuna lo sfruttamento della miniera che fu poi data in affitto a diverse famiglie, Ansermin di Valpelline, Centurion, Constantin Russet di Ollomont, Argentier e Nigra.

Alla fine del 1850 la miniera e gli annessi stabilimenti furono dati in affitto dalla Casa Perrone al conte belga Vittorio Seyssel d'Aix che formò una Società avente lo scopo di riattivare su vasta scala i lavori della sezione di S. Giovanni. Purtroppo, nonostante i grandi sforzi e sacrifici compiuti, nonchè la scoperta di nuovi banchi di minerale assai ricco a Balme, dalla parte della valle opposta a S. Giovanni, l' impresa ebbe poco successo.

Nel 1864 il conte De Comelissen ne rilevò il contratto associandosi a due industriali belgi, convinto dell' importanza del giacimento. Nuovi lavori furono fatti nella sezione di S. Giovanni, i

cui impianti interni ed esterni vennero rinnovati e così pure a Balme con la scoperta di un nuovo corpo minerario presso Vaux.

Il tout-venant era trasportato alla fonderia di Valpelline che forniva, nel 1868, una produzione mensile di 12,5 t di rame assai puro e di qualità fra le migliori allora conosciute.

Nel 1880, la Vallens & C., Società concessionaria, costruì presso la medesima un'« officina » per il trattamento del minerale povero.

Nel 1906 il giacimento venne rilevato dalla Società Anonima Ollomont la quale vi investì una dozzina di milioni, fornendo la miniera di una centrale elettrica e di una nuova laveria, eseguendo inoltre in tutte e tre le sezioni numerosi lavori di ricerca, tracciamento, trasporto con criteri vasti e moderni. Nel 1910, di fronte allo stato poco promettente degli ulteriori avanzamenti in direzione e in profondità, la miniera fu chiusa.

Tentativi di ripresa furono fatti nel 1918 e nel 1930; nel 1932 però tutte le attività furono ancora sospese, finchè nel 1937 vennero nuovamente ripresi i lavori dalla Società Nazionale Cogne. Si trattò di lavori di spoglio e di spigolamento con adattamento di vecchi cantieri esistenti. Il materiale estratto aveva un tenore dello 0,5% Cu quando la coltivazione interessava masse essenzialmente piritose e del 2,5 Cu quando si coltivavano masse cuprifere.

All'esterno, nel 1939, fu ultimato l' impianto di flottazione per il trattamento di 100 t giornaliere di tout-venant e l' impianto della teleferica per il trasporto del minerale da Frissonia a Valpelline. Furono poi effettuati sondaggi con risultati positivi e quindi i lavori di tracciamento e di ricerca nella zona profonda del giacimento. I lavori di coltivazione si limitarono allo spoglio delle spalle parzialmente sfruttate dagli antichi e dei pilastri abbandonati.

Nel 1943 fu eseguito il raddoppio della sezione di macinazione e flottazione, nonchè il potenziamento della frantumazione, cosicchè la laveria fu in grado di trattare 200 t giornaliere di tout-venant.

Nel 1945, con la messa a punto dell'argano di estrazione e il conseguente funzionamento del pozzo verticale interno, denominato Challant, poterono essere incrementate le opere di ricerca e di tracciamento nei livelli più bassi. I lavori di coltivazione ebbero invece scarso sviluppo.

Negli anni successivi si ebbe la completa cessazione di ogni attività dopo il ricupero dei materiali (tubazioni, binari, ecc.) mentre all'esterno si lasciarono discariche per un totale di 100.000 t allo 0,5% di Cu. Sulla potenzialità del giacimento A. Moretti (1948) riporta questi dati: accertate 33.000 t, probabili 50.000 t.

Studi precedenti.

Per quanto mi consta, sul giacimento di Ollomont esiste un unico studio dovuto a P. Piepoli, pubblicato nel 1933. Secondo questo Autore i corpi metalliferi del giacimento rappresenterebbero un deposito di origine idrotermale di forma filoniana formatosi nella zona di contatto fra una massa eruttiva, probabilmente eufotidica, e una formazione sedimentaria marnosa. Il metamorfismo alpino avrebbe trasformato le rocce incassanti rispettivamente in prasiniti e calcescisti ed avrebbe indotto la tessitura scistosa anche nei corpi metalliferi senza però agire notevolmente sulla composizione mineralogica degli stessi, probabilmente a causa della stabilità sia dei costituenti metalliferi che di quelli della ganga.

P. Natale (1966), in un suo lavoro sulla pirite di alcuni giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi Occidentali, riporta anche i risultati dell'attacco per via elettrolitica di una sezione lucida di pirite di Ollomont e riferisce che:

1) la pirite è costituita normalmente da due fasi, distinguibili con attacchi di struttura;

2) le differenze strutturali fra le due fasi testimoniano di ambienti e di modalità di formazione piuttosto diversi per cui si possono riferire le stesse a due generazioni distinte cronologicamente;

3) la pirite antica sembra dovuta a deposizioni di tipo idrotermale svoltesi a temperature non molto alte e in condizioni ambientali alquanto instabili; quella recente sembra, invece, il risultato di processi di cristallizzazione notevolmente uniformi e caratterizzati da termalità più elevate.

Naturalmente il lavoro di P. Natale riguarda soltanto di riflesso il giacimento in istudio.

Il corpo minerario.

Le condizioni in cui si trova attualmente la miniera non permettono di rendersi conto in modo completo della forma dei corpi minerari, della loro giacitura e della loro distribuzione; nonostante questo, alcuni dati si possono ricavare dall'esame degli affioramenti sul versante sinistro della valle, da quanto si può ancora vedere nel sottosuolo della sezione S. Giovanni e dai piani minerari ove sono segnati i vuoti di coltivazione (Fig. 3).

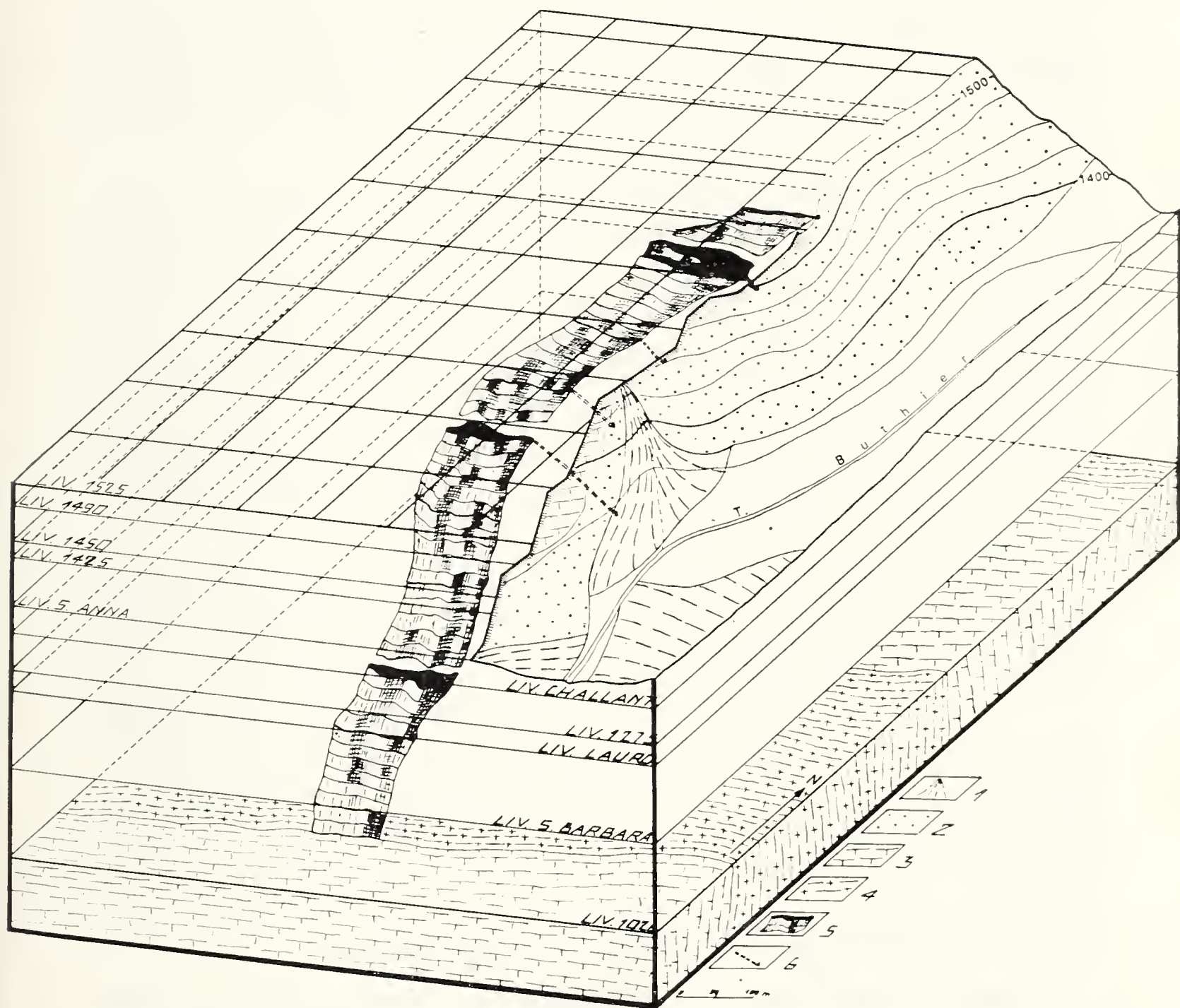



Fig. 3. — Stereogramma del corpo metallifero di Ollomont.
Spiegazione dei segni: 1, alluvioni recenti e attuali, conoidi di deiezione; 2, detriti di falda e di frana; 3, calcescisti; 4, prasiniti; 5, corpo minerario; 6, gallerie di accesso.

I corpi minerari sono costituiti da lenti parallele piritoso-cuprifere più o meno complesse concordanti con la scistosità, ubicate nella zona di contatto fra le prasiniti di letto e i calcescisti di tetto. La potenza complessiva della zona mineralizzata è di qualche decina di metri; la distanza fra le varie lenti può essere di diversi metri.

Nella sezione S. Giovanni sono state riscontrate fino a cinque lenti di cui le tre principali, denominate S. Baldassarre, Challant e S. Giovanni, sono comprese in una zona larga una trentina di metri.

La potenza delle singole lenti varia sensibilmente: da qualche decimetro a 3-4 m. Nella sezione S. Giovanni si sarebbero però riscontrati ingrossamenti notevoli, raggiungenti talora una potenza di 8-9 m.

Ogni singola lente risulta costituita da una serie di straterelli subparalleli di « minerale » massiccio, separati fra loro da bande di roccia con diffusione più o meno intensa di pirite, soprattutto, e di calcopirite. Questi straterelli, trascurando i più sottili, hanno uno spessore medio di qualche centimetro, variando da un minimo di 1-2 cm ad un massimo di 10-20 cm. Il numero di straterelli che partecipano a formare una lente è estremamente vario; in alcuni punti, su una potenza complessiva di 40-50 cm. ne ho contati una decina.

Talora mancano il « minerale » massiccio e gli straterelli di « minerale », per cui si ha semplicemente una fascia di roccia molto scistosa con diffusione di pirite e di calcopirite.

Il corpo minerario è stato coinvolto dall'intensa tettonizzazione che ha interessato le rocce verdi e i calcescisti al contatto; esso risulta smembrato da un fitto intreccio di piani di faglia con giacitura estremamente variabile. I rigetti sono generalmente minimi fino ad alcuni metri.

L'ambiente geologico-minerario del giacimento.

Come già si è detto, il passaggio dalle prasiniti ai calcescisti non è netto, ma è contrassegnato da una fascia di scisti di potenza variabile nella quale si osserva una modificazione graduale della composizione mineralogica, nonchè delle altre caratteristiche fondamentali, quali tessitura, dimensioni della grana, colore.

I corpi minerari, come già si è detto, si trovano entro queste rocce per cui si è reso necessario il loro studio petrografico di dettaglio. I campioni esaminati sono stati prelevati nella parte inferiore, media, superiore della zona mineralizzata.

Parte inferiore - La roccia che costituisce la parte inferiore della zona mineralizzata mostra macroscopicamente la caratteristica struttura ocellare della prasinite, un colore verde chiaro, una buona scistosità. Al microscopio presenta una scistosità molto netta, struttura ocellare elicitica. Accanto a quelli che sono i componenti *essenziali* tipici di una prasinite quali plagioclasi, clorite, epidoto, anfibolo, si trova il quarzo in quantità rilevante; componenti *accessori* sono: titanite, apatite, muscovite, rutilo, solfuri; tra i prodotti *secondari* figura abbondante calcite.

I *plagioclasi* compaiono in porfiroblasti arrotondati immersi nei letti scistosi cloritico-anfibolitici che si flettono per adattarsi ai loro contorni. Molto abbondanti sono le inclusioni di anfibolo, titanite, epidoto e raramente di quarzo e muscovite isoorientate con la scistosità e localmente disposte a vortice a testimonianza del rotolamento subito dai fenoblasti. La struttura cataclastica è comune, dovuta a una fase tettonica posteriore al metamorfismo. Hanno la composizione di un'albite quasi pura (4-5% An) con i seguenti caratteri ottici: angolo di estinzione simmetrica in zona $\perp$ (010) $= 18^{\circ}$; segno ottico positivo; n'_{α}, $n'_{\beta} < n$ del balsamo del Canadà; la geminazione, frequente secondo la legge dell'albite, rara secondo Carlsbad, è presente nella maggior parte degli individui, alcuni dei quali mostrano una sfaldatura perfetta secondo (001), buona secondo (010).

La *clorite* si trova in fasci lamellari, cui si associa l'anfibolo per costituire letti scistosi che inglobano i porfiroblasti albitici, epidotici e plaghe di minerali metallici contribuendo a conferire la scistosità alla roccia. E' un termine clinoclorico con i seguenti caratteri ottici: pleocroismo medio-basso, $n_{\alpha} =$ giallo pallido, $n_{\beta} = n_{\gamma} =$ giallo-verde pallido; il rilievo è medio, la sfaldatura basale netta. La birifrazione è bassa, i colori di interferenza anomali, grigio-verdastri.

L'*epidoto* si presenta in grossi cristalli con struttura cataclastica e con orientazione marcata secondo la scistosità; abbondanti sono gli inclusi di titanite. Compare in due varietà, pistacite e

clinozoisite, in proporzioni pressochè uguali. La pistacite ha colore giallo-bruno, pleocroismo debole, sfaldatura perfetta secondo (001). La birifrazione è elevata, i colori di interferenza vivaci e variopinti; il segno ottico è negativo, l'estinzione sempre inclinata, $\alpha : z = 8^{\circ}\text{-}10^{\circ}$. La clinozoisite presenta viceversa una debole birifrazione, colori di interferenza bluastri, anomali, segno ottico positivo.

L'*anfibolo* si trova in lamine marginalmente alterate in clorite, a struttura cataclastica. E' un termine actinolitico con i seguenti caratteri ottici: pleocroismo debole, n_{α} = giallo pallido, n_{β} = giallo-verde pallido, n_{γ} = verde pallido, sfaldatura buona secondo (110). La birifrazione è media, l'estinzione inclinata con $c : \gamma = 20^{\circ}$.

Il *quarzo,* abbondante, costituisce associazioni lentiformi granulari e microgranulari di individui finemente addentellati, talora allungati nella direzione della scistosità. L'estinzione è sempre nettamente ondulata.

Fra i componenti accessori si sono notati *titanite,* relativamente abbondante, *apatite,* in rari cristalli, *muscovite,* in minuscole rare lamelle, *rutilo,* in esili bastoncini spesso inclusi nei cristalli di titanite, e *solfuri.*

Parte media - Man mano che dalla parte inferiore della zona mineralizzata si procede verso l'alto, si assiste ad un impoverimento dei minerali tipici delle prasiniti, quali albite, epidoto, clorite.

Nelle lenti mineralizzate la ganga ha una composizione piuttosto complessa in cui al quarzo, che è sempre il minerale più abbondante, si accompagnano plagioclasi, clorite, calcite, muscovite come componenti essenziali e epidoto e anfibolo piuttosto rari.

Il *quarzo* presenta sempre una netta estinzione ondulata sia che formi degli aggregati granulari o microgranulari che cementano i cristalli e le plaghe allotriomorfe del minerale metallico, sia che si disponga, come talora avviene, a costituire lenti allungate nel senso dell'andamento dello strato mineralizzato.

Il *plagioclasio* è ancora un'albite acida (4-5% An) con angolo di estinzione simmetrica in zona $\perp$ (010) $= 17^{\circ}\text{-}18^{\circ}$ e segno ottico positivo. La geminazione è piuttosto rara con prevalenza di quella secondo la legge dell'albite. Le inclusioni di titanite e muscovite

sono discretamente abbondanti. La struttura è intensamente cataclastica; gli individui sono compenetrati da quarzo mentre i minerali metallici tendono a disporsi lungo i loro margini e a penetrare nelle fratture testimoniando una loro mobilizzazione probabilmente sintettonica.

La *clorite* e la *muscovite,* in proporzioni pressochè uguali, si associano in letti scistosi variamente ondulati che inglobano i porfiroblasti albitici e in parte le plaghe allotriomorfe e gli idioblasti di minerale metallico.

La *calcite,* cristallina con perfette tracce di sfaldatura e con geminazione polisintetica comune, costituisce delle plaghe che cementano quarzo e minerali metallici. Minerali di ganga piuttosto rari, ma sempre presenti, sono titanite, apatite, rutilo, tormalina; fra tutti la titanite è la più abbondante.

I *solfuri* costituiscono delle plaghe allungate conformemente alla scistosità quando sono localizzati nei letti scistosi; nelle bande intermedie si ha invece una netta tendenza all'idiomorfismo della pirite. Questo potrebbe essere dovuto alle pressioni maggiori, con conseguenti fenomeni meccanici, sviluppatesi lungo i piani di scistosità mentre nelle bande intermedie si è potuta realizzare una ricristallizzazione completa. In alcuni punti si ha netta l'impressione di pseudomorfosi di minerali metallici su feldspato ed epidoto.

Parte superiore - La parte superiore della zona mineralizzata è costituita da una roccia che diventa man mano un calcescisto tipico, passando attraverso stadi in cui insieme a quarzo, calcite e muscovite sono presenti come componenti essenziali anche il plagioclasio albitico e la clorite. I *solfuri* risultano disseminati preferenzialmente lungo i piani di scistosità assieme ad abbondante quarzo.

Studio minerografico dei minerali metallici.

Lo studio in luce riflessa è stato eseguito su numerose sezioni lucide ricavate da campioni prelevati nel sottosuolo ed anche all'esterno, sempre nella zona di contatto delle prasiniti con i calcescisti, in corrispondenza della quale è ubicato il giacimento. Altre sezioni lucide sono state ricavate dai campioni di alcuni tipi lito-

logici che affiorano nella zona studiata al fine di determinare i minerali metallici presenti.

Solfuri.

Pirite - E' il minerale più abbondante, diffuso in tutto il giacimento. I suoi caratteri ottici rientrano nella normalità.

Essa manifesta una evidente struttura di ricristallizzazione e generalmente costituisce dei granoblasti. La tendenza della pirite a formare idioblasti è assai comune nel giacimento di Ollomont; ne rappresentano una conferma il gran numero di inclusioni che essi hanno inglobato durante la loro crescita e che si possono interpretare come relitti di una mineralizzazione primaria, generalmente in granuli di piccole dimensioni, arrotondati e distribuiti preferenzialmente nella parte più interna dei cristalli e nella zona di accrescimento.

In talune zone di più intensa tettonizzazione osserviamo degli impasti di pirite, calcopirite e subordinatamente di pirrotina. I cristalli di pirite presentano spigoli smussati e solo raramente l'abito idiomorfo.

Sono comuni, infine, forme affusolate, orientate secondo la scistosità della roccia, da intendersi come un prodotto del metamorfismo di dislocazione.

Fenomeni tettonici posteriori alla ricristallizzazione hanno provocato una cataclasi piuttosto intensa degli individui di pirite, ma la forma dei cristalli originari, in genere, è facilmente ricostruibile.

Nel « minerale » massiccio il motivo generale è rappresentato dalla pirite in individui arrotondati, a tessitura cataclastica, cementata da calcopirite e subordinatamente da pirrotina e blenda.

Nel « minerale » a tessitura scistosa la pirite compare in granoblasti affusolati, allineati in bande secondo i piani di scistosità, alternantisi a letti di roccia incassante in cui il solfuro di ferro si presenta in individui prevalentemente idiomorfi. Al di fuori della mineralizzazione massiccia, la pirite, in cristalli prevalentemente idiomorfi, è il minerale metallico di gran lunga prevalente e ampiamente diffuso nella roccia incassante.

Abbondanti sono le inclusioni nella pirite di calcopirite, bornite e più raramente di pirrotina, blenda, rutilo; esse compaiono

in forma di granuletti rotondeggianti oppure di plaghette; possono essere costituite da uno o da più minerali associati. Di frequente la pirite viene sostituita marginalmente dalla calcopirite e in misura minore dalla pirrotina e dalla blenda; si deve tuttavia notare che il fenomeno, seppure molto comune, è sempre abbastanza limitato.

Gli attacchi chimici di struttura sulle sezioni lucide hanno messo in evidenza la natura idioblastica della pirite: i cristalli sono cioè formati dall'associazione di più granuli.

Calcopirite - E' quantitativamente subordinata rispetto alla pirite. I suoi caratteri ottici si manifestano con effetti di anisotropia, già chiaramente visibili in aria, molto più evidenti in olio con colori che variano dal blu metallico al bruno-nocciola. Essi rivelano una struttura cristallina, sovente a lamelle di geminazione polisintetica di piccole e medie dimensioni. Queste lamelle hanno un andamento rettilineo e sono da porsi in relazione evidentemente con un ambiente di deposizione di alta temperatura. Le lamelle di geminazione, nell'ambito di una stessa plaga, possono essere disposte in pacchetti tra loro perpendicolari dando luogo così ad una tipica struttura « a graticcio ».

La calcopirite si presenta in quattro forme diverse che in ordine di abbondanza sono:

— plaghe che avviluppano parzialmente o totalmente i granoblasti di pirite.
— relitti strutturali nella pirite.
— concentrazioni nelle ombre di pressione.
— smistamenti nella blenda.

Nel primo caso la calcopirite avvolge i granoblasti di pirite sfilacciandosi secondo la direzione di scistosità della roccia. Sulla pirite essa esercita una sostituzione marginale piuttosto limitata e ne cementa le fratture; i granuli di pirite completamente inglobati sono spesso rotondeggianti. In alcuni punti dove rappresenta praticamente il solo minerale metallico, la calcopirite impregna la ganga quarzosa estremamente cribrosa. Tenendo presente la natura plastica della calcopirite, non è improbabile che sotto l'azione delle sollecitazioni meccaniche essa sia stata compressa nelle frat-

ture della pirite costituendone il cemento. Le sostituzioni marginali stanno però ad indicare che al momento della blastesi la calcopirite era mobilizzata per cui gli eventuali fenomeni di compressione si sono verificati successivamente quando la calcopirite si era ormai ricristallizzata, cioè durante una fase tettonica tardiva.

La calcopirite presenta spesso una tessitura cataclastica: le fratture della pirite si continuano sovente nella calcopirite ad indicare una cataclasi posteriore alla ricristallizzazione dei due minerali.

La calcopirite è il relitto strutturale più comune nella pirite; si presenta in plaghette di piccole dimensioni in cui spesso è possibile vedere la geminazione polisintetica; abbastanza comuni sono gli smistamenti di valleriite e cubanite. Questi smistamenti hanno un'importanza determinante come termometri geologici in quanto consentono di definire il quadro mineralogico primario. Sempre come relitto strutturale essa si trova associata talora a blenda, pirrotina e soprattutto a bornite.

Per quanto riguarda la terza forma, la calcopirite si concentra nelle ombre di pressione dei grossi porfiroblasti di pirite. Secondo L. Brigo (1965), che ha osservato casi analoghi nel giacimento di Monteneve, la migrazione delle sostanze mineralizzate, e quindi della calcopirite nel nostro caso particolare, si accentuerebbe con la riduzione della pressione e della temperatura.

La calcopirite si presenta infine come smistamento nella blenda in minutissime goccioline allineantisi lungo i piani di sfaldatura del minerale ospitante; solo molto raramente si osservano smistamenti di dimensioni maggiori in forme allungate e a contorni arrotondati.

Pirrotina - E' il terzo minerale in ordine di abbondanza, nettamente subordinato sia alla pirite che alla calcopirite. E' abbastanza diffusa e solitamente si associa alla calcopirite e alla blenda. I caratteri ottici sono normali.

La pirrotina si presenta sempre in plaghe che si orientano localmente nella direzione della scistosità. La struttura è cristallina: le singole plaghe sono costituite da un'associazione di granuli variamente orientati; più raramente, in un fondo a tessitura pavimentosa, si osservano delle lamelle di geminazione polisintetica da mettere in relazione con un ambiente di deposizione di

elevata temperatura. Talora le lamine sono contorte; questo sta a testimoniare che sollecitazioni meccaniche hanno interessato la roccia dopo la cristallizzazione della pirrotina. Assieme alla calcopirite, la pirrotina cementa i granoblasti di pirite disponendosi talora a riempirne le fratture mentre dei granuli rotondeggianti, sempre di pirite, risultano inglobati; altre inclusioni sono costituite da blenda e da minerali di ganga.

Quanto è stato detto per la calcopirite circa i fenomeni di sostituzione marginale operata sui granoblasti di pirite e di cementazione delle loro fratture può essere ripetuto pure per la pirrotina. A partire dai margini e dalle fratture delle plaghe di pirrotina ha origine un processo di alterazione caratteristico che porta alla formazione di un minerale costituito da un'associazione pirite-marcasite microgranulare (RAMDOHR, 1960) in cui non è possibile riconoscere separatamente i due minerali; il prodotto ultimo dell'alterazione è la goethite.

La pirrotina compare anche come relitto strutturale nella pirite associata o meno alla calcopirite in plaghette e in granuli rotondeggianti. Come incluso filiforme variamente ondulato la rinveniamo nella calcopirite.

Questi elementi non sono però sufficienti, a motivo del rimaneggiamento metamorfico del giacimento, per stabilire un ordine paragenetico non solo tra pirrotina, calcopirite e pirite, ma in generale fra tutti i minerali metallici del giacimento.

Blenda - E' particolarmente diffusa in tutto il giacimento, strettamente associata alla calcopirite e alla pirrotina rispetto alle quali è quantitativamente subordinata.

I caratteri ottici rientrano in quelli normali salvo i riflessi interni, talora limitati ai bordi delle plaghe, che qui si manifestano con tonalità che vanno dal giallo-arancio al rosso cupo.

La blenda si presenta in plaghe di piccole dimensioni con contorni arrotondati. In alcune di esse sono visibili smistamenti di calcopirite in gocce minutissime nei piani di sfaldatura indicando così, indirettamente, una struttura cristallina. La blenda appare anche come relitto strutturale nella pirite in forma di granuletti tondeggianti oppure in cristallini idiomorfi generalmente associati alla calcopirite.

Plaghette di forma irregolare risultano pure incluse nella calcopirite e nella pirrotina.

Bornite. E' un minerale poco abbondante che si rinviene comunemente associato a calcopirite come relitto strutturale nella pirite. Il suo colore di riflessione è bruno rosato, talvolta mascherato da tinte anomali paonazze e azzurre per l'appannamento superficiale dovuto alla facile ossidabilità del minerale.

In alcuni casi i granuli di bornite si presentano allungati in corrispondenza di fratture della pirite; poichè geneticamente la bornite è anteriore alla pirite ricristallizzata, si può pensare che essa sia stata parzialmente rimobilizzata durante la fase tettonica che provocò la fratturazione della pirite ricristallizzando successivamente come materiale di cementazione.

Non si osservano fenomeni di sostituzione tra bornite e calcopirite primaria ad essa associata.

Cubanite. E' presente unicamente come prodotto di smistamento nella calcopirite primaria inclusa nella pirite come relitto strutturale. I suoi caratteri ottici sono i seguenti: colore di riflessione giallo-rosa con una punta verso il verde, potere di riflessione alto, intermedio fra quelli della calcopirite e della pirrotina. Il pleocroismo, debole in aria, è più sensibile in olio; gli effetti di anisotropia sono abbastanza vivaci con tonalità che vanno dal grigio-azzurro al bruno-nocciola. Il riconoscimento spesso è stato difficoltoso a causa della rassomiglianza con la pirrotina.

La cubanite si presenta in piccole lamelle con andamento rettilineo variamente disposte entro la calcopirite.

Valleriite. Anche questo minerale, come la cubanite, compare unicamente come smistamento nella calcopirite primaria inclusa nella pirite come relitto strutturale.

Al microscopio presenta un potere di riflessione che varia sensibilmente: da elevato in posizione di massima luce passa a medio-basso in posizione di massimo assorbimento; il pleocroismo è molto intenso, da bianco-crema a grigio scuro tendente al verdognolo; gli effetti di anisotropia sono molto vivaci già in aria, da bianco-giallo splendente a bruno scuro.

La valleriite si presenta in forma di virgole, di fiamme, di goccioline, queste ultime allineate lungo direzioni privilegiate all' interno della calcopirite ospitante.

Marcasite. E' un minerale molto raro rinvenuto in una sola sezione. I suoi caratteri ottici sono quelli usuali.

La marcasite si presenta in liste con geminazioni polisintetiche a lamelle molto esili. La tessitura è cataclastica.

E' strettamente legata alla pirrotina in via di alterazione per cui deve essere interpretata come un prodotto secondario derivante dall'alterazione di plaghe di pirrotina.

Calcocite. La calcocite che compare nel giacimento di Ollomont appartiene al III gruppo della classificazione di SCHNEIDERHÖHN, il tipo così detto « blu isotropo ».

I suoi caratteri ottici sono i seguenti: colore di riflessione bianco-azzurro chiaro, più scuro in olio, potere di riflessione medio-basso; a N + è completamente estinta.

La rinveniamo come prodotto di sostituzione della calcopirite e della bornite in minute plaghette di varia forma.

Molibdenite. E' un minerale estremamente raro. Presenta i seguenti caratteri ottici: colore di riflessione grigio-bianco tendente leggermente all'azzurro, potere di riflessione elevato, pleocroismo alto dal grigio-bianco al grigio-blu; gli effetti di anisotropia sono molto forti con colori, in olio più splendenti, che vanno dal giallo-bianco al rosa, al bruno. L'estinzione è ondulata.

Si rinviene in lamelline minutissime sparse nella ganga.

Covellina. E' un tipico prodotto di alterazione che si rinviene in quei punti del giacimento in cui è stata facilitata la circolazione delle acque per « descensum ». I caratteri ottici sono normali. La ritroviamo molto raramente nelle fratture della calcopirite in plaghette allungate, costituite da sottili lamelline.

Idrossidi.

Goethite - Questo idrossido di ferro è assai comune in quella parte del giacimento che ha subito l'azione ossidante degli agenti atmosferici ed è il risultato di un processo di sostituzione, talora pseudomorfa, di pirite, calcopirite e pirrotina.

Altri minerali.

Grafite - E' stata rinvenuta nella parte superiore della fascia mineralizzata e deve ritenersi un minerale estraneo alla mineralizzazione. Al microscopio presenta un colore di riflessione giallo-bruno, potere di riflessione basso; il pleocroismo è molto alto dal giallo-bruno chiaro al bruno scuro; gli effetti di anisotropia sono vivacissimi con tonalità che vanno dal giallo chiaro splendente al bruno scuro. Si presenta in lamelline sottilissime allineate lungo i letti scistosi della roccia.

Titanite - Pur essendo un minerale estraneo alla mineralizzazione, data la sua relativa abbondanza nella roccia incassante, ritengo opportuno darne alcuni caratteri.

La titanite in luce riflessa presenta i seguenti caratteri ottici: colore di riflessione grigio scuro, potere di riflessione basso, inferiore a quello del rutilo; il pleocroismo di riflessione è debole; a N + gli effetti di anisotropia, visibili coi nicol leggermente sfasati, sono mascherati dagli intensi riflessi interni bianco-gialli fino a bruni. La struttura è cristallina a minute lamelle di geminazione polisintetica; la tessitura è cataclastica.

La titanite si presenta in individui idiomorfi con le caratteristiche sezioni a losanga. Lungo le sue fratture si insinua la calcopirite oppure la pirrotina che ne operano parzialmente la cementazione, una cementazione molto probabilmente di natura meccanica dovuta ai fenomeni di compressione.

Considerazioni sui minerali metallici.

L'osservazione di maggiore importanza ricavata dallo studio minerografico è rappresentata dalla generale ricristallizzazione dei minerali metallici, manifestantesi soprattutto con la struttura porfiroblastica della pirite di cui è nota la tendenza alla ricristallizzazione; questo carattere, infatti, è stato messo in evidenza in numerosi giacimenti di questo genere.

Il metamorfismo alpino di dislocazione ha modificato profondamente la mineralizzazione primaria di cui sono rimaste solo tracce alquanto scarse: si tratta di piccole inclusioni in forma di granuli o di plaghette che la pirite in via di accrescimento ha in-

globato fin dall' inizio della fase metamorfica fondamentale sottraendoli così ad una trasformazione completa. Questi relitti strutturali, rappresentati da calcopirite, bornite, pirrotina, blenda, cubanite, valleriite, rutilo, ci offrono la possibilità di definire il ciclo metallogenico primario. Secondo A. N. ZAVARITSKY (1950), bisogna tener presente che le paragenesi metallifere sono meno stabili, in ambiente metamorfico, di quelle litoidi in quanto i materiali che le formano sono più facilmente ricristallizzabili e mobilizzabili. In conseguenza di questo fatto, a seguito del metamorfismo generale, nei corpi metalliferi la formazione di nuovi minerali e di nuove associazioni sarà più facile che nelle rocce incassanti. Il metamorfismo può conferire ad un giacimento caratteri paragenetici e strutturali corrispondenti ad una termalità più elevata di quella a cui esso si è effettivamente formato, simulando una genesi diversa da quella reale.

Le caratteristiche più importanti messe in evidenza dai relitti strutturali sono rappresentate dagli smistamenti di cubanite, di valleriite, di blenda e di pirrotina nella calcopirite. Le lamelle di cubanite nella calcopirite, secondo RAMDOHR (1960) sono un prodotto di alta temperatura; col diminuire della temperatura si ha la formazione di calcopirite + pirrotina, quindi di calcopirite + + valleriite. DI COLBERTALDO (1963) per il giacimento cuprifero di S. Valentino di Predoi nell'Alta Valle Aurina ritiene che la presenza di cubanite nella calcopirite dimostri in modo inequivocabile che al momento della sua formazione la temperatura era superiore ai 300°C.

Per quanto concerne la valleriite, SCHNEIDERHÖHN afferma che questo minerale è stato rinvenuto nei giacimenti di massima termalità.

Nella calcopirite primaria sono abbastanza frequenti inclusioni di blenda in forma di corpuscoli rotondeggianti (« perlettes » di BORCHERT), presenti anche nella pirrotina primaria. La presenza di questi corpuscoli per metà nella calcopirite e per l'altra metà nella cubanite suggerisce che tali inclusioni dovevano già essersi formate quando calcopirite e cubanite costituivano ancora un cristallo misto uniforme cubico o pseudocubico, separandosi da quest'ultimo ad alta temperatura (RAMDOHR, 1960). La relativa abbondanza di calcopirite e di bornite sta ad indicare una mineralizzazione primaria ricca in rame.

Le vicende tettoniche subite dalla mineralizzazione possono essere bene evidenziate dall'esame della pirite, da una parte, e della calcopirite, pirrotina e blenda dall'altra.

La pirite inizialmente si presentava in individui idiomorfi. Il sopraggiungere delle spinte orientate provocò dapprima una fratturazione dei cristalli e succesivamente la mobilizzazione meccanica dei frammenti. Questo movimento causò lo smussamento degli angoli vivi e la conseguente trasformazione dei frammenti in individui tondeggianti; altri individui sotto l'azione delle pressioni orientate assunsero un aspetto fusiforme con orientazione secondo la scistosità della roccia. Sotto l'azione del metamorfismo i minerali plastici, calcopirite, pirrotina, blenda, hanno reagito disponendosi secondo la scistosità della roccia ricristallizzando durante una fase piuttosto tardiva del metamorfismo, quando però la temperatura era ancora sufficientemente elevata per consentire la formazione di blenda con smistamenti di calcopirite e inoltre di calcopirite e pirrotina a geminazione polisintetica.

Le sostituzioni marginali che questi minerali operano sulla pirite stanno a dimostrare che essi si sono mantenuti mobili più a lungo della pirite impregnando la ganga, disponendosi lungo i margini, penetrando lungo i piani di sfaldatura o lungo le fratture, operando delle sostituzioni sui porfiroblasti di albite e subordinatamente di epidoto; da ultimo essi si sono concentrati nelle ombre di pressione dei grossi individui di solfuri di ferro.

La clastesi della pirite e degli altri minerali metallici sta a testimoniare che varie fasi tettoniche hanno interessato il giacimento nell' intervallo di tempo che va dalla cristallizzazione del primo minerale metallico fino a quella dell'ultimo.

Le tappe fondamentali nella storia piuttosto recente del giacimento possono essere così riassunte:

— ricristallizzazione della pirite con inclusione dei relitti strutturali della mineralizzazione primaria.

— cataclasi della pirite idioblastica.

— cristallizzazione di calcopirite, pirrotina e blenda che circondano la pirite e ne cementano le fratture.

— cataclasi dei minerali plastici ultimi ricristallizzati e parziale loro concentrazione nelle ombre di pressione degli individui di maggiori dimensioni.

Ipotesi sulla genesi del giacimento e sua classificazione.

Già si è messo in evidenza come la mineralizzazione sia strettamente legata, attraverso le sue caratteristiche strutturali e tessiturali, alle rocce metamorfiche incassanti e che la presenza di relitti strutturali nella pirite con smistamenti di cubanite, valleriite, blenda e pirrotina nella calcopirite testimoniano di una paragenesi primaria di temperatura abbastanza elevata.

Ormai è acquisito che i giacimenti di questo tipo, a pirite e rame delle Alpi Occidentali, e quindi il giacimento di Ollomont, sono strettamente legati al magmatismo basico iniziale dell'eugeosinclinale piemontese. Il metamorfismo alpino di dislocazione ha ripreso l' insieme trasformando le rocce basiche in prasiniti e modificando in maniera sostanziale la paragenesi primaria del giacimento; si sono così originati nuovi equilibri chimico-fisici e si è avuta una riorganizzazione strutturale e mineralogica del giacimento, il quale mostra al momento attuale le caratteristiche di un deposito idrotermale di media termalità come testimoniano gli smistamenti di calcopirite nella blenda.

Se sembra ormai abbastanza sicura la derivazione delle prasiniti da originarie rocce aventi un chimismo gabbroide, il problema della genesi primaria delle rocce incassanti la mineralizzazione, rocce costituite da quarzo, albite, clorite, calcite e titanite resta piuttosto complesso. Secondo alcuni Autori le rocce di questo tipo potrebbero rappresentare il prodotto di trasformazione di originari eufotidi, di diabasi o localmente di tufi.

Il termometro geologico che ci permette di stabilire la temperatura raggiunta dal giacimento durante il metamorfismo è fornito dalla paragenesi delle rocce incassanti, appartenenti alla facies degli scisti verdi; secondo i dati più recenti (WINKLER, 1967) questa facies si sarebbe originata a temperature varianti tra i 400° e i 500°C sotto forti pressioni orientate, fino a 4-5 Kilobar. Tali condizioni di equilibrio coincidono abbastanza con quelle che risultano per i minerali metallici della paragenesi metamorfica.

Le principali ipotesi genetiche con cui si spiega l'origine primaria di questi giacimenti legati alle pietre verdi sono sostanzialmente tre: genesi liquido-magmatica, genesi idrotermale, genesi esalativo-sedimentaria o vulcano-sedimentaria.

Secondo la prima ipotesi, ammessa da NOVARESE per Beth e Chinivert, da PIEPOLI per Petit Monde e parte di Champ de Praz, da DI COLBERTALDO e LEONARDELLI per S. Valentino di Predoi, i giacimenti predetti si sono originati da differenziazioni magmatiche per progressiva riduzione della solubilità dei solfuri nel magma basico al diminuire della temperatura. Queste frazioni ricche di solfuri, di elementi volatili e quindi molto fluidi e mobili, possono consolidare entro la camera magmatica, soprattutto nelle zone periferiche, ma anche iniettarsi nelle rocce circostanti sotto forma di filoni-strato, di lenti concordanti, ecc. o addirittura risalire fino in superficie ed effondersi in ambiente subaereo o submarino. La forma stratoide, logica nel caso di masse iniettate in complessi scistosi e nel caso di colate, potrebbe essere acquisita anche da corpi di semplice segregazione a seguto di energiche sollecitazioni dinamometamorfiche.

La seconda ipotesi è quella dell'origine idrotermale, cioè di una mineralizzazione epigenetica ad opera di soluzioni idrotermali endogene. Queste soluzioni potrebbero connettersi o alle rocce eruttive cui le mineralizzazioni si trovano più o meno associate, o alle camere magmatiche subvulcaniche o profonde di cui quelle stesse rocce sono chiara manifestazione. La deposizione idrotermale può avere avuto il carattere di un riempimento di spazi aperti, conseguenti a scollamento degli strati, o di una impregnazione e sostituzione anche in massa delle rocce attraversate. Il deposito originario sarebbe stato poi interessato dal metamorfismo con possibilità di ricristallizzazioni e neoformazioni varie e di rimobilizzazioni e scambi chimici tra corpo metallifero e rocce adiacenti. Il processo metallizzante si sarebbe svolto talora in condizioni sincinematiche, mentre cioè si stavano esplicando quelle azioni meccaniche e chimico-fisiche che hanno conferito all'ambiente il suo attuale carattere dinamo-metamorfico; in questo caso localmente la cristallizzazione idrotermale si sarebbe sovrapposta alla generale ricristallizzazione metamorfica. Questa genesi viene sostenuta da PIEPOLI per il giacimento di Ollomont e per parte di quello di Champ de Praz.

La terza ipotesi che viene presa in considerazione è quella di un'origine esalativo-sedimentaria o vulcano-sedimentaria. Secondo tale ipotesi, quando le soluzioni idrotermali o gassose di origine

profonda o di emanazione vulcanica arrivano a sfociare sul fondo dei bacini marini, può aver luogo nella zona circostante i punti di esalazione una sedimentazione chimica o biochimica di minerali metallici, in particolare dei solfuri di ferro. I depositi che si formano sono rigorosamente stratificati e singenetici col complesso che li racchiude, per cui subiscono le stesse vicende tettoniche e la stessa evoluzione metamorfica. Questo tipo di genesi bene si inserirebbe nel quadro del vulcanismo ofiolitico di geosinclinale.

Per quanto concerne i giacimenti italiani soltanto CAVINATO si è espresso in favore di questo tipo di genesi.

Di queste tre ipotesi genetiche la prima non mi sembra accettabile per il giacimento di Ollomont in quanto l'associazione mineralogica primaria non giustifica una genesi liquido-magmatica: i termometri geologici di cui disponiamo non arrivano al campo liquido-magmatico; non sarebbe poi facilmente spiegabile la presenza di lenti mineralizzate nella parte alta della zona di contatto, in rocce con composizione molto prossima ad un calcescisto.

Anche l' ipotesi sostenuta dal PIEPOLI non mi sembra sostenibile fino in fondo; il motivo è da ricercarsi nella struttura finemente granulare del corpo minerario, nella sua tessitura fortemente scistosa con una serie di straterelli che si mantengono costantemente paralleli fra di loro, nella monotonia mineralica del giacimento, nell'estensione della mineralizzazione su una superficie molto vasta, anche se non sfruttabile. Il carattere « stratiforme » della mineralizzazione, la tessitura parallela del corpo minerario, la natura stessa delle rocce incassanti, sono degli elementi strutturali e mineralogici che giustificano l' ipotesi di un giacimento primario singenetico marino, originatosi da emanazioni di magmi basici ricchi di solfo, ferro e rame.

Il quadro minerogenetico offerto dai relitti strutturali non contrasta con questa ipotesi.

Volendo quindi tentare di classificare il giacimento di Ollomont, si può affermare che si tratta di un *giacimento singenetico* di probabile origine *estrusivo-sedimentaria,* legato al *magmatismo ofiolitico iniziale.* Il giacimento è stato quindi sottoposto al metamorfismo alpino di dislocazione che ha provocato la generale ricristallizzazione dei minerali metallici, oltre che della ganga, conferendogli la sua attuale struttura.

Per la posizione che occupa e per l'origine premetamorfica, il giacimento di Ollomont può essere annoverato tra i « *giacimenti metamorfici entro gli scisti verdi* ».

L'età della mineralizzazione primaria sarebbe compresa tra il Giura superiore e il Creta inferiore in quanto il magmatismo basico nell'eugeosinclinale piemontese si sarebbe verificato in questo intervallo di tempo.

BIBLIOGRAFIA

ARGAND E., 1911 - Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leur prolungements structuraux. *Mat. cart. géol. Suisse*, nouv. série, 31.

BERTOLANI M. e PSILAKIS M., 1956 - Notizie sul giacimento a solfuri « Torrente Otro ». *L'Ind. Min.*, ser. II, 16, 583-587.

BORCHERT H., 1934 - Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als « geologische Thermometer ». *Chemie d. Erde*, 9, 145-172.

BRIGO L., 1965 - Il giacimento a Pb-Zn di S. Martino di Monteneve in Alto Adige. *L'Ind. Min. nel Trentino Alto Adige*, II, 63-101.

COLBERTALDO D. di, 1958 - Corso di giacimenti minerari. Vol. II, Ed. *Cedam*, Padova.

COLBERTALDO D. di e LEONARDELLI A., 1963 - Il giacimento cuprifero di S. Valentino di Predoi nell'Alta Valle Aurina (Alto Adige). *Mem. Acc. Patavina di S.S.LL.AA., Cl. Sc. Mat. e Nat.*, 75.

COLBERTALDO D. di, 1967 - Giacimenti minerari. Vol. I, Ed. *Cedam*, Padova.

COLBERTALDO D. di, FURIA E. di e ROSSI F., 1967 - Il giacimento a magnetite di Cogne in Val d'Aosta. *Rend. Ist. Lomb. Acc. Sc. e Lett.*, 101.

DAL PIAZ G. B., 1928 - Sulle ofioliti alpine della zona della Grivola. *Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istria*, 18, 71-82.

DAL PIAZ G. V., 1965 - La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84, 67-104.

DAL PIAZ G. V. e OMENETTO P., 1966 - Le gisement de pyrite et cuivre d'Alagna Valsesia (Piemont). *Atti Simp. Interr sui giac. min. delle Alpi*, Trento-Mendola.

DE BENEDETTI A., 1965 - Il complesso radiolariti-giacimenti manganese-giacimenti piritosi-cupriferi-rocce a fuchsite, come rappresentante del Malm nella formazione dei calcescisti. Osservazioni nelle Alpi Piemontesi e della Valle d'Aosta. *Boll. Soc. Geol.* It., 84, 131-163.

DIEHL E. A., MASSON R. e STUTZ A. H., 1952 - Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 17.

ELTER P., 1960 - La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 22.

GRILL E., 1925 - Contributo alla conoscenza dei giacimenti di pirite Pinerolesi. Nota I. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 36, 97.

HERMANN F. e RAGUIN E., 1930 - Studi geologici nelle Alpi Occidentali. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 8.

MICHEL R., 1953 - La série cristallophyllienne alpine des schistes lustrés. *Sciences de la Terre*, I, 3-4.

MORETTI A., 1948 - Notizie sui giacimenti cupriferi della Valle d'Aosta. *Atti congr. min. ital.*

NATALE P. e ZUCCHETTI S, 1964 - Studi sui giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi Occidentali. Nota I: compendio delle conoscenze attuali sulle piriti stratiformi. *Boll. Ass. Min. Subalpina*, 1, 49-70.

NATALE P., 1966 - Sulla pirite di alcuni giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi Occidentali. *Boll. Ass. Min. Subalpina*, 3, 356-366.

PIEPOLI P., 1963 - Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi Occidentali. - Il giacimento d'Ollomont. *Boll. Soc. Ital.*, 53, 795-210.

PIEPOLI P., 1934 - Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi Occidentali. II.. - Il giacimento di Petit Monde. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 53, 195-210.

RAMDOHR P., 1960 - Die Erzmineralien und Ihre Verwachsungen. *Ak. Verl.*, Berlin.

SCHNEIDERHÖHN H., 1941 - Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. *Gustav Fischer* V., Jena.

SQUARZINA F., 1960 - Notizie sull' industria mineraria del Piemonte. *L' Ind. Min.* .

STELLA A., 1931 - Intorno a nuovi studi sui giacimenti piritoso-cupriferi della zona delle pietre verdi alpine. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 50, 28-29.

UYTENBOGAARDT W., 1951 - Tables for microscopic identification of ore minerals. *Princeton University Press*, New Jersey.

ZAVARITSKY A. N., 1950 - Metasomatism and metamorphism in the pyrite deposits of the Urals. *XVIII Int. Geol. Congr.*, London 1948, Sect. B, P. III, 102-108.

WINKLER H. G. F., 1965 - Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verl.*, Berlin, Heidelberg, New York, 220.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XLI

Micrografie di sezioni lucide

Fig. 1. — Livello 1490 - Esempio di struttura di ricristallizzazione della pirite (cubetti bianchi). I vani intercristallini sono riempiti da calcopirite (grigio-bianco) e da quarzo (nero).
N //, 90 × circa.

Fig. 2. — Livello 1450 - Individui di pirite (granuli bianchi) a contorni tondeggianti a causa di un processo di sostituzione marginale operata dalla calcopirite (grigio-bianco) che funge qui da cemento.
N //, 90 × circa.

Fig. 3. — Livello 1490 - Relitti strutturali di una precedente mineralizzazione a solfuri (plaghette a varia tonalità di grigio) nella pirite (campo bianco). Nel relitto di maggiore dimensione si notano smistamenti di cubanite (grigio chiaro), di pirrotina (grigio) e di blenda (grigio-nero) nella calcopirite (grigio-bianco).
N //, imm. in olio, 395 × circa.

Fig. 4. — Livello 1470 - Idem come sopra. Nel relitto maggiore si osserva l'associazione di bornite (zone grigie) con calcopirite (bianco-grigio).
N //, 240 × circa.

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XLII

Micrografie di sezioni sottili e lucide

Fig. 1. — Livello 1490 - Porfiroblasto di pirite in forma affusolata orientato secondo la scistosità della roccia, cementato nelle fratture da calcopirite (grigio chiaro) che si dispone fra l'altro anche nelle ombre di pressione.
Sez. lucida. N //, 90 × circa.

Fig. 2. — Livello 1490 - Porfiroblasto di pirite affusolato (nero) avvolto da prodotti lamellari costituiti da clorite e muscovite.
Sez. sottile. N //, 60 × circa.

Fig. 3. — Livello 1450 - Porfiroblasto di albite a struttura elicitica con inclusioni di cristalli di titanite. Cristalli di titanite si orientano pure lungo i margini del porfiroblasto.
Sez. sottile. N //, 60 × circa.

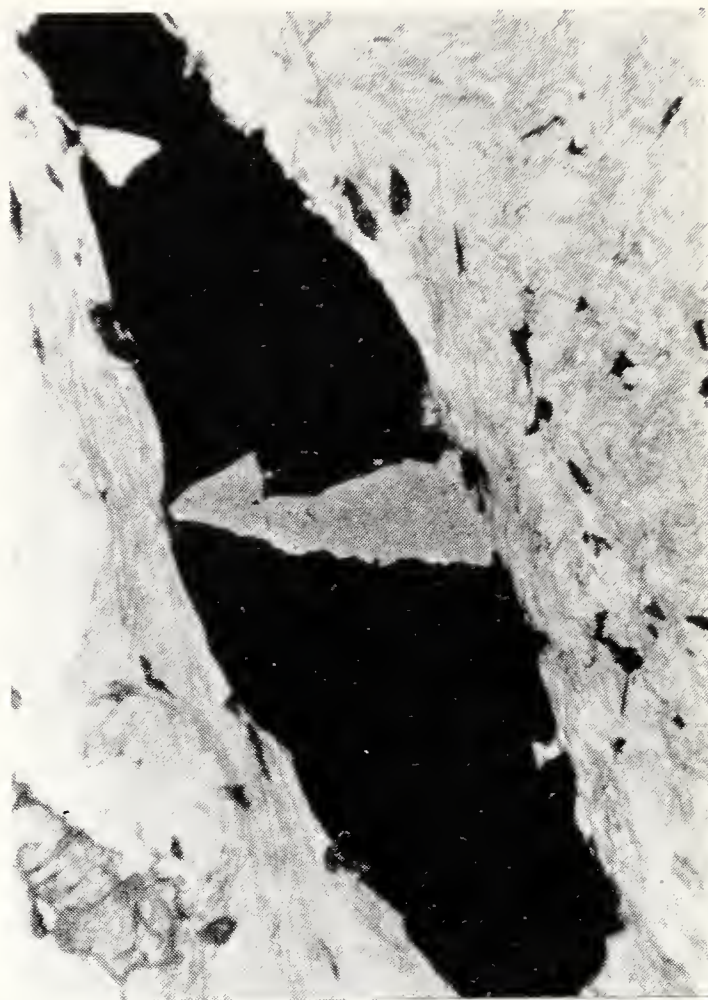
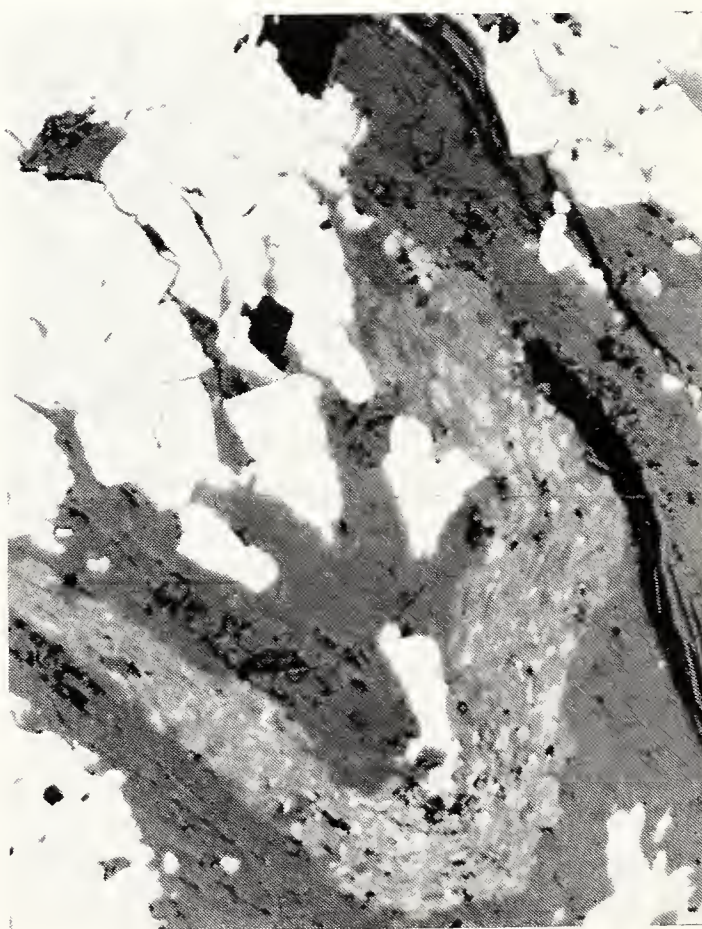
Fig. 4. — Livello 1470 - Tessitura pseudofluidale determinata da uno sciame di cristalli di titanite (elementi grigi) e di rutilo (elementi grigio chiari). Si notano inoltre dei porfiroblasti cataclastici di pirite (plaghe bianche) cementati da calcopirite (bianco-grigio).
Sez. lucida. N //, 90 × circa.

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109 / 4 : 425-456, 15-XII-1969

Franco Barbagelata (*) - Annibale Mottana (**)

ANFIBOLITI E CLORITOSCISTI NEGLI SCISTI DI EDOLO
(Alpi Orobie orientali)

Abstract. — *Amphibolites and chlorite schists in the Edolo formation (eastern Orobic Alps).* The metamorphic basic rocks (greenstones) within the Edolo formation of the eastern Orobic Alps have been studied from the geological, petrographical and geochemical viewpoints. Two main groups have been distinguished, both belonging to the greenschist metamorphic facies: *a*) dykes cross-cutting the surrounding pelitic rocks. They are formed mostly by amphibolites which display a uniform mineralogy and a gabbroic composition. *b*) Metabasic rocks interbedded within the pelitic schists, and generally parallel to their bedding and schistosity. These are thick, differentiated bodies where amphibolites, chlorite-amphibole schists and chlorite-epidote gneisses etc. alternate. Many display a gabbroic composition, both as a whole and in any single layer; others could not be related to any magmatic group.

Geochemical investigations on major elements and on two selected minor elements (Cr, Ni) suggest, in agreement with the geological evidence, that the cross-cutting dykes are derived from mafic rocks, possibly diabases, intruded into the schists before their present metamorphic asset, while the interbedded layers probably originated from tuffaceous material deposited in the sedimentary basin in the same time as the enclosing pelites and partly (especially in the upper part of some layers) contaminated by detrital material. The volcanic phaenomena are undoubtely praehercynian in age, therefore utterly unrelated to the ophiolitic volcanism preceding the Alpine orogenesis.

(*) Facultad de Filosofia y Educacion; Departamento de Quimica (Catedra de Mineralogia); Universidad de Chile; Santiago; Chile; attualmente borsista del Ministero degli Affari Esteri presso l' Istituto di Mineralogia Petrografia e Geochimica dell' Università degli Studi di Milano.

(**) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell' Università di Milano. Lavoro eseguito nell'ambito delle ricerche del Centro Nazionale di Studi Geologici Petrografici sulle Alpi, sez. IV, del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

l'Aprica. Affioramenti minori sono però sparsi ovunque e figurano in parte nell'elenco della tab. 1.

Sul terreno, come già accennato, si riconoscono due tipi di intercalazioni:

a) quelle decisamente discordanti, allungate trasversalmente sia alla scistosità S_1 degli scisti, sia alla loro bancatura S_0, dove questa è visibile;

b) quelle concordanti, cioè parallele nel loro allungamento alla bancatura S_0, definenti anzi esse stesse la bancatura. In questo secondo gruppo la concordanza di giacitura tra l'allungamento del banco di roccia verde e la S_0 degli scisti riconosciuta per via solita (intracalazioni di quarziti, alternanze scistose di vario tipo, ecc.) non è sempre del tutto rigorosa: le spinte tettoniche si sono scaricate talora in modo diverso sulle due rocce, probabilmente a causa della diversa competenza, producendo locali scaglionamenti, fenomeni di boudinage incipiente e contatti leggermente angolati. Nel loro andamento generale però le intercalazioni sono concordanti.

I rapporti tra S_i (fogliazione interna) della roccia verde e S_1 (scistosità fondamentale) degli scisti sono anch'essi variabili. Normalmente S_i è parallela a S_1 nelle rocce verdi più ricche in clorite, mentre dove prevale un deciso lettaggio (sia esso dovuto tanto ad alternanze originarie di composizione quanto a differenziazione metamorfica) S_i e S_1 formano un angolo tra loro che può arrivare a 45°. Nelle zone dei banchi dove prevalgono gli anfiboli possono darsi entrambi i casi, senza un'apparente regolarità.

Passando alle intercalazioni discordanti, S_i, data da alternanze di composizione tra letti anfibolici e letti feldspatici, è poco sviluppata e di norma è parallela alla S_1 degli scisti al margine del banco; tende a obliterarsi del tutto in una struttura diablastica equante verso il centro di essi. Va però notato che il parallelismo tra S_i e S_1 ha carattere assolutamente locale per i filoni maggiori, in quanto esso è dovuto in genere ad una rotazione di S_1 degli scisti in prossimità del banco anfibolitico. Questo adattamento locale di S_1 a S_i in un ambito da 10 a 50 m è stato da noi interpretato come un fenomeno di rifrazione indotto negli scisti dalla presenza di una massa rigida facente da ostacolo alle

deformazioni regionali ([2]). Esso va quindi interpretato come una conferma della derivazione di queste masse discordanti da filoni mafici intrusi negli scisti precedentemente al metamorfismo. La mancanza di fenomeni di rifrazione analoghi al margine dei banchi concordanti suggerisce invece che questi ultimi fossero all'origine intercalazioni di compattezza non troppo diversa da quella delle rocce incassanti cioè, in linea con le ipotesi correnti, strati marnosi o tufacei, che solo dopo aver acquistato per metamorfismo una resistenza meccanica superiore a quella degli scisti si comportarono in modo competente rispetto a questi in successive fasi di sollecitazione, come testimoniato dalle locali deboli deformazioni (pag. 3).

Al limiti di alcuni banchi di roccia verde verso gli scisti sono state osservate nei primi delle marcate variazioni di composizione. Nelle anfiboliti discordanti, quali quelle del Pizzo di Faila (MOTTANA, 1963) e della Val Malgina, si tratta essenzialmente di un arricchimento, verso l'esterno, in plagioclasio e clorite a spese dell'anfibolo, cui si accompagna talora una diminuzione della grana. In alcuni casi la roccia passa a uno gneiss anfibolico (es. SGL 53).

Nei banchi concordanti il contatto tra roccia verde e scisti è solitamente netto, ma regolari variazioni di composizione si osservano all' interno del banco, secondo fasce parallele all'allungamento. Una variazione regolare di questo tipo si può notare, ad esempio, nel banco del Dosso di Val Belviso che, per la sua potenza (m 70 $\times$ 1200) e buona esposizione, si è prestato ottimamente a un esame dettagliato. La parte più meridionale del banco, al letto della serie, è formata da un cloritoscisto anfibolico (SGL 112) a grana minuta (1 mm $\varnothing$) a contatto netto con gli scisti. Segue poi una fascia di anfibolite (SGL 55) a grana media (3 mm $\varnothing$). Continuando verso Nord le dimensioni dei cristalli di anfibolo tornano a diminuire, mentre si sviluppa un certo let-

---

([2]) Esso è accompagnato talora da una ricristallizzazione della mica chiara in lamelle grossolane, interpretata da RAASVELDT (1939) come fenomeno termometamorfico indotto dalla anfibolite di Val Goglio negli scisti incassanti. A nostro avviso si tratta però solo di un fenomeno di ricristallizzazione sotto l' influenza di pressioni di taglio ed è stato da noi osservato negli Scisti di Edolo anche in zone prive di anfiboliti.

TABELLA 1: *Natura litologica e località dei campioni studiati.*

N°	Tipo litologico (1)	Paragenesi (2)	Località	Coordinate U.T.M.
	a) *Intercalazioni discordanti.*			
VtMoAr 28	anfibolite cloritico-epidotica	ho-pl-ep-cl/qz-ti-cc-mt	q. 2350 Versante W P. Faila	7882.0535
VtMoAr 29	cloritoscisto anfibolico	ho-pl-qz-cl/ep-cc-ti-mt	q. 2450 Vallone del Reguzzo	7525.0590
VtMoAr 34	anfibolite epidotico-cloritica	ho-pl-ep-cl/qz-ti-cc-mt	q. 2350 Versante W P. Faila	7882.0535
VtMoAr 35	anfibolite cloritico-epidotica	ho-pl-cl-ep/ti-qz-mt	q. 2350 Versante W P. Faila	7884.0535
SGL 52	anfibolite biotitica	ho/bi-pl-cl-ep-ti-qz-mu	q. 2450 Vers. ds. Val Malgina	8146.0498
SGL 53	gneiss anfibolico	pl-ho-cl/ep-ti-bi-mt	q. 2510 Vers. ds. Val Malgina	8153.0477
SGL 57*	anfibolite albitizzata (?)	ho-pl/ep-cl-ti-qz-cc	q. 340 Cava lungo l'Adda	8147.1153
SGL 58*	anfibolite biotitica a ciuffi	ho/bi-ep-qz-pl-ti-cc	q. 360 Case Gadaldi (le Pile)	7973.1120
SGL 72*	anfibolite plagioclasica	ho-pl/cl-bi-ti-ep	q. 500 Mulattiera Malgina	8010.1090
SGL 106	anfibolite	ho/bi-pl-cl-ep-ti-cc	q. 2220 Valle Largone	9380.0220
SGL 110*	epidotite	ep/ti-mt-cl	q. 2140 Valle della Cima	8356.0349
SGL 111	anfibolite a titanite	ho-ti/qz-pl-mt-ep	q. 2140 Valle della Cima	8356.0349
	b) *Intercalazioni concordanti.*			
SGL 55	anfibolite plagioclasica	ho-pl/ep-cl-bi-ti	q. 1970 Dosso di Val Belviso	8586.0853
SGL 82*	gneiss cloritico a carbonati e muscovite	cl-mu-qz-cc/pl-ti	q. 1970 Dosso di Val Belviso	8582.0863
SGL 83	cloritoscisto gneissico a bande	cl-pl/ep-mt	q. 1970 Dosso di Val Belviso	8583.0861
SGL 85	cloritoscisto biotitico	cl-pl-bi/ep-cc-mu	q. 1990 Dosso-Lavazza	8602.0827
SGL 89	cloritoscisto a ocelli albitici	cl-pl/ep-cc-qz-ti-mt	q. 1910 Valle della Fraitina	8677.0625
SGL 112	cloritoscisto anfibolico a epidoto e biotite	cl-ho-pl/bi-ep-ti	q. 1970 Dosso di Val Belviso	8586.0852
SGL 113	anfibolite plagioclasica a biotite	ho-pl-bi/cl-mt-cc	q. 1400 Trecciolino Ganda	8659.0908
SGL 119*	anfibolite biotitica listata	ho-bi/ep-ti-cl-mt	q. 950 Strada Lizzola	7820.9790
SGL 158	anfibolite epidotica	ho-ep/pl-qz-cc-ti	q. 2430 Vers. E i Cupecc	8970.0730
SGL 159	gneiss cloritico-epidotico alterato	pl-qz-cl-ep/cc-mu-ti-mt	q. 1610 Val Garzoneta	9518.0976
SGL 160	gneiss anfibolico	pl/ho-ep-ti-cl-qz-bi	q. 2200 Vers. E P. Cavalcafiche	9344.0810
SGL 161	anfibolite plagioclasico-epidotica	ho-pl-ep/ti-cl-qz-mu	q. 2100 Vers. W i Cupecc	9030.0755
SGL 162	cloritoscisto milonitizzato quarzoso-plagioclasico	cl-qz-pl/mt-cc-ti-mu	q. 500 Sopra Boalzo	8400.1433
SGL 163	gneiss cloritico-epidotico	pl-cl-ep/qz-mu-ho	q. 2100 Vers. W P. Cavalcafiche	9314.0920
VtVi 16	anfibolite biotitica	ho-bi/pl-cl-ep-ti-qz-mt	q. 2250 Vers. E P. Cavalcafiche	9275.0755
VtSt 13bis	gneiss cloritico	pl-cl/qz-ep-ho-mt	q. 2250 Vers. E P. Cavalcafiche	9350.0815

(1) I campioni contrassegnati da asterisco sono stati studiati petrograficamente ma non analizzati.
(2) In ordine di abbondanza relativa; la barra separa i componenti essenziali (a sin.) dagli accessori (a ds.).
(3) Tutti i campioni appartengono alla zona 32 T, quadrante NS, fuorchè SGL 119 che appartiene al quadrante NR.

Spiegazioni delle abbreviazioni.
bi: biotite; cc: carbonato; cl: clorite; ep: epidoti; ho: anfiboli; mt: minerali metallici opachi; mu: sericite e muscovite; pl: plagioclasio; qz: quarzo; ti: minerali di titanio.

taggio; con la sparizione completa dell'anfibolo sostituito da clorite e plagioclasio si passa di nuovo a un cloritoscisto gneissico a bande (SGL 83). Ancora più a Nord la tessitura si fa scistosa, la clorite prevale decisamente e comincia a notarsi della muscovite (SGL 82). Il contatto con gli scisti al tetto è purtroppo coperto da materiale colluviale nella zona del Dosso; nella continuazione di questo stesso banco sul trecciolino della Ganda (SGL 113) esso appare ancora netto, ma lembi scistosi sono contenuti nel banco di roccia verde, allungati parallelamente alla sua direzione.

Dalle osservazioni geologiche, riassumendo, si può concludere che esiste una netta differenza di origine tra le anfiboliti discordanti, presumibilmente derivate da banchi intrusivi, e quelle concordanti, per le quali dal punto di vista geologico si propende senz'altro per un'origine para, senza poter però che speculare sul materiale da cui esse traggono origine.

Studio petrografico.

Seguendo la traccia sovraesposta saranno descritte separatamente le intercalazioni discordanti (presunte « orto ») e quelle concordanti (presunte « para »), lasciando al paragrafo delle considerazioni conclusive il raffronto tra i due gruppi.

a) *Intercalazioni discordanti.*

I caratteri macro e microscopici delle rocce che costituiscono le intercalazioni discordanti sono molto uniformi, così pure la loro composizione, a parte lo sviluppo preferenziale in alcuni filoni di un minerale particolare. Si tratta di rocce a grana variabile, da fina (0,1 mm ∅) a grossolana (3-5 mm ∅).

Nei filoni maggiori si notano forti variazioni di grana distribuite in modo irregolare; in molti di essi inoltre si osserva una distribuzione zonale dei minerali, con clorite e plagioclasio che tendono ad arricchirsi verso il contatto con gli scisti. L'osservazione in sezione sottile mostra un prevalere di strutture diablastiche; solo in alcuni filoni minori sottili prevale quella nematoblastica. In un solo caso si è osservata la struttura a ciuffo. La tessitura è in genere massiccia, con passaggi a listata al mar-

gine dei filoni, in coincidenza con l'aumentare di feldspato e di clorite.

Dalle paragenesi osservate e dal rapporto quantitativo tra i minerali si possono distinguere i seguenti litotipi:

a) Anfibolite s.s.
b) Anfibolite a titanite
c) Anfibolite biotitica
d) Anfibolite cloritico-epidotica
e) Anfibolite plagioclasica
f) Gneiss anfibolico.

L'*anfibolo* è, fuorchè in rari casi, il componente di gran lunga più abbondante (70-95% vol.). Si presenta in genere in cristalli grossi e tozzi di 3-5 mm ∅ e 1-2 cm lunghezza, a disposizione diablastica ([3]), sovente fratturati ortogonalmente all'allungamento, alterati alle estremità in clorite oppure corrosi dal plagioclasio della massa di fondo, con formazione allora di frange di actinolite aciculare che si mantiene in continuazione ottica con il fenoblasto di orneblenda. I caratteri ottici misurati ([4]) sono tipici di un'orneblenda verde:

$Z \widehat{} c$ = 16°2 (valori estremi 15°-18°) $Y \geq Z \gg X$
$2V_x$ = 76°5 (valori estremi 74°-82°)
X = giallo più o meno intenso, raramente tendente a verdastro
Y = verde intenso, passante talora a verde-grigio
Z = verde-azzurro più o meno intenso

Dell'anfibolo del filone del Pizzo di Faila sono state determinate anche, per elaborazione elettronica di dati diffrattometrici, le costanti della cella elementare:

	Vt Mo Ar 34 (centro)	Vt Mo Ar 35 (margine)
a_0	9,819 ± 0,006 Å	9,857 ± 0,004 Å
b_0	18,094 ± 0,011 Å	18,112 ± 0,007 Å
c_0	5,299 ± 0,003 Å	5,301 ± 0,002 Å
β	104°56 ± 0°04	104°79 ± 0°05
V	911,2 ± 1,7 Å^3	915,0 ± 1,3 Å^3

([3]) La struttura nematoblastica prevale nei filoni più sottili. Gli anfiboli hanno allora grana minuta (0,01-0,1 mm ∅) e rapporto diametro-lunghezza fino a 1:20.

([4]) Misure al T.U. col metodo diretto. I valori riportati sono la media di circa 20 misure effettuate su parecchie sezioni sottili.

Risulta così confermata la loro natura di orneblende actinolitiche, con leggera tendenza a orneblende sodiche, tipiche della facies degli scisti verdi. Il maggior volume di VtMoAr 35, dipendente essenzialmente da un a_0 più largo, sta ad indicare un maggior contenuto in ferro ferroso e forse, in minor misura, in alluminio tetracoordinato (LITWIN e POWARENNYCH, 1968).

Il *plagioclasio* è sempre presente, ma di norma in quantità assai subordinata all'anfibolo. In un solo caso (SGL 53, parte marginale del banco di anfibolite della Val Malgina) esso diventa preponderante sull'anfibolo e la roccia merita di essere chiamata, più propriamente, uno gneiss anfibolico ([5]).

Nel filone della Val Malgina e più raramente in altri filoni il plagioclasio è in cristalli tozzi, allotriomorfi, interclusi negli anfiboli diablastici. Essi mostrano rare inclusioni, frequenti geminazioni albite, albite-periclino e altre geminazioni complesse sviluppate con lamelle ineguali. Sono comuni le deformazioni postcristalline. L'alterazione, in genere non molto spinta, avviene per sericitizzazione al centro dei granuli, mentre ai bordi si osservano forme di corrosione dovute all'azione della calcite intergranulare. La composizione di questo plagioclasio è albitico-oligoclasica (5-15% An) ([6]).

Più comunemente lo scarso plagioclasio presente nelle anfiboliti discordanti ha carattere interstiziale e forma plaghe allotriomorfe generalmente peciloblastiche. Le geminazioni sono assenti o limitate alla sola legge dell'albite con 3-4 lamelle. La composizione è molto costante in ogni banco e anche di banco in banco: da albite a oligoclasio con prevalenza di valori tra 5 e 10% An.

Un altro minerale che può raggiungere quantità essenziali (fino al 25%) pur essendo in genere presente solo in tracce o mancando addirittura è la *biotite*. Di norma essa è associata alla clorite, ma nel litotipo in cui abbonda (SGL 52) forma grandi lamine peciloblastiche, disposte secondo una S subortogonale all'allungamento dei porfiroblasti anfibolici. Queste lamine sono fortemente

---

([5]) Nella nomenclatura proposta da W. FRITSCH et al. (1967) questa roccia dovrebbe essere chiamata « leucoanfibolite ».

([6]) Le determinazioni sono state eseguite al T.U. col metodo di REINHARDT (1931). $2V_z$ è in media 81°6, con valori estremi 77° e 84°. Più raramente si è fatto uso del metodo zonale di RITTMANN (1929).

corrose dal plagioclasio interstiziale e rappresentano forse un relitto precristallizzato rispetto alla massa della roccia. Più comunemente la biotite si trova in laminette minute nei fasci cloritici, di cui è impossibile dire se si tratti di un relitto cloritizzato o di una rigenerazione tardiva. Minute lamine inalterate si osservano anche entro il plagioclasio. Il pleocroismo (là dove non è abbassato da incipiente cloritizzazione) è intenso, con:

X = giallo $n_z - n_x = 0{,}050$ (val. estremi
Y = Z = marrone oliva 0,044-0,052)

Normalmente presente, ma solo in rari casi abbondante è la *clorite*, che avvolge i porfiroblasti di anfibolo con fasci di lamine ad andamento fluidale e tende, dove abbonda, a imprimere alla roccia una certa scistosità. Se ne possono distinguere, dai rapporti con gli altri minerali e dai colori di interferenza, due tipi: un clinocloro primario, pleocroico da verde marcio pallido a giallo verdastro, con colori d' interferenza marroni; una pennina secondaria, derivata in prevalenza dall'anfibolo e in parte dalla biotite, presente in quantità proporzionale al grado di alterazione della roccia, pleocroica da verde-azzurro a giallino e con colori di interferenza anomali bluastri. Clorite può comparire anche come riempimento di fratture trasversali tardive: si tratta allora di un'antigorite pressochè incolora, con colori di interferenza grigio-azzurri chiari.

L'*epidoto* è presente in quantità molto variabili e con grana pure assai variabile. In genere è idiomorfo e raccolto in sciami o letti continui. Il pleocroismo è a volte sensibile su due tonalità di giallo e non mancano, in alcuni campioni, nuclei bruni ortitici concresciuti con fini cristallini epidotici. Dal vivace colore di interferenza gran parte dell'epidoto risulta essere pistacite.

Fra i componenti regolarmente presenti in quantità accessoria la *titanite*, in un solo caso (SGL 111), può assumere grande sviluppo, in forma di grossi cristalli zonati e geminati polisinteticamente, idiomorfi, ma intensamente fratturati da deformazioni postcristalline. Altri accessori comuni sono *quarzo, rutilo, ilmenite, apatite, muscovite, zircone. Calcite* è presente solo come riempimento di fratture tardive, da cui può diramarsi come pellicola intergranulare.

Tra i tipi litologici rari va ricordato il banco di anfibolite trasversale che si trova al margine del lembo di marmo delle Case Gadaldi (la Pila) (SGL 58). Esso mostra una caratteristica struttura a ciuffi (*Garbenamphibolit*): gli anfiboli, in lunghi prismi, hanno struttura raggiata e sono immersi in una mesostasi biotitica che mostra marcata orientazione scistosa.

Nella anfibolite a titanite della Valle della Cima infine, già DOZY e TIMMERMANS (1935) avevano riconosciuto la presenza di una differenziazione epidotitica a forma di schlier (SGL 110). Si tratta di una roccia verde chiara, massiccia, a struttura pavimentosa, formata quasi interamente da epidoto pistacite ($Z^\frown a = 27^\circ$, $2V_x = 85^\circ$) pleocroico da giallo a roseo, con subordinati granuli idiomorfi di zoisite (2V vicino a 0°), titanite e ilmenite e venule di clorite e limonite.

b) *Intercalazioni concordanti.*

Non è possibile dare, delle rocce verdi intercalate in concordanza negli Scisti di Edolo, una descrizione unica come si è fatto per quelle discordanti. I loro caratteri sono infatti ben diversi anche macroscopicamente. Si tratta in gran parte di rocce massicce, a grana minuta, verdi più o meno scure, che passano a rocce sempre a struttura granoblastica, ma a tessitura decisamente listata data da alternanze (1-10 mm) di letti chiari feldspatici e scuri cloritici o anfibolici. Quando la clorite è in prevalenza si ha una buona tessitura scistosa e in essa, in alcuni casi, si sviluppano ocelli chiari feldspatici che possono raggiungere i 3 mm.

Le variazioni di aspetto macroscopico delle intercalazioni concordanti sono funzione quindi, essenzialmente, delle variazioni di composizione mineralogica, in particolare delle variazioni nel rapporto quantitativo anfibolo/clorite. Si possono distinguere (su questa base e tenendo conto anche dei minerali incidentali) i seguenti tipi litologici:

1. Anfiboliti
   - anfibolite s.s.
   - anfibolite epidotica
   - anfibolite biotitica
   - anfibolite cloritico-epidotica
   - anfibolite plagioclasica

2. Cloritoscisti
- cloritoscisto anfibolico
- cloritoscisto epidotico-biotitico
- cloritoscisto anfibolico-biotitico
- cloritoscisto epidotico-anfibolico
- cloritoscisto s.s.

3. Gneiss
- gneiss anfibolico-cloritico
- gneiss cloritico-epidotico
- gneiss cloritico-carbonatico

Dall'elenco esposto or ora si constata che esistono tutti i termini di passaggio tra rocce ad anfibolo predominante (80% vol.) e rocce a clorite dominante (80% vol.). Dal punto di vista della nomenclatura si è scelto il rapporto 1:1 tra questi due minerali quale limite di separazione tra anfiboliti e cloritoscisti, indipendentemente dal contenuto in assoluto di altri minerali. Questi di solito non superano il 30% del volume totale, eccetto nel caso del plagioclasio che può raggiungere il 40% e, assieme al quarzo, costituire più della metà della roccia: seguendo le indicazioni di W. Fritsch et al. (1967) questi tipi litologici sono stati chiamati gneiss.

1. *Anfiboliti.*

Le anfiboliti concordanti sono nel complesso assai simili a quelle discordanti sopra descritte. Si tratta in genere di rocce a grana da minuta a grossolana, sovente screziate da bande irregolari più scure a grana finissima. Rispetto alle anfiboliti discordanti vi è più frequente la biotite macroscopica, anche vistosa. In sezione sottile prevalgono strutture nematoblastiche ben allineate, con rari anfiboli trasversali.

L'*anfibolo* è il componente principale, talora predominante (40-60% in vol.). Esso è presente di norma in cristalli allungati a disposizione parallela, più raramente in fenoblasti a disposizione intrecciata. Sono frequenti le deformazioni postcristalline, tra cui le fratture ortogonali all'allungamento con spostamento dei vari frammenti. L'alterazione, non molto avanzata, avviene a partire dalle estremità dei cristalli e dà origine a decolorazioni evidenti.

Non mancano geminazioni sec. (100). Il pleocroismo è variabile con:

X = da giallino pallido a giallo verdognolo
Y = verde erba più o meno intenso $Y > Z \gg X$
Z = verde-azzurro ghiaccio, raramente intenso.

Questi colori sono tipici di una orneblenda actinolitica mediamente ferrifera e sono confermati dalle altre proprietà ottiche: $2V_x$ in media 80°6 con valori estremi 74°-84°; $Z^\frown c$ in media 16°3 con valori estremi 14°-18°. La differenza di proprietà ottiche medie tra questo anfibolo e quello delle anfiboliti « orto » è inapprezzabile, fuorchè nell'angolo degli assi ottici.

Nelle anfiboliti p.d. povere di clorite, il secondo componente è l'*epidoto*, che è presente ora come granuli tondeggianti ora come prismi allungati, ortogonali a quelli anfibolici così da dare origine, nell' insieme, a una pseudostruttura diablastica.

Frequenti sono anche dei letti epidotici monomineralici, con un po' di titanite accessoria. Colori di interferenza vivaci ed altre proprietà ottiche ($Z^\frown a = 26°$, $2V_x = 90°$) sono quelli tipici della pistacite.

La *clorite* è seconda all'anfibolo nei litotipi più comuni, facenti passaggio a cloritoscisti anfibolici. Forma letti sottili passanti a lenticelle, costituiti da laminette di clinocloro debolmente pleocroico da verde-azzurro (X = Y) a verdolino molto pallido (Z) e con colori d' interferenza marroni. E' presente anche pennina verde giallastra, pressocchè apleocroica, con colori d' interferenza bluastri, derivata dall'anfibolo e/o dalla biotite.

La *biotite* è presente solo in alcuni campioni, allora però in quantità molto abbondanti e in dimensioni vistose (SGL 113). Forma allora grandi lamine con evidenti deformazioni paracristalline, trasversali al lettaggio; più rari sono gli aggregati a rosetta. Il pleocroismo è intenso e caratteristico: X = giallo vivace tendente a fulvo, Z = Y = bruno oliva, più raramente marrone fulvo.

Il *plagioclasio* non è un componente abbondante nelle anfiboliti p.d., fuorchè in SGL 55 dove raggiunge il 35% in vol. Fa sempre parte della massa di fondo, associato ad epidoto e anfibolo, oppure compare in lenticelle monomineraliche costituite da più cristalli a contorni lobati. E' normalmente ben sfaldato e

ripetutamente geminato secondo le leggi albite, albite-Ala B, albite-periclino. Un tipo strutturale più raro è dato da peciloblasti tondeggianti di aspetto tardivo, non geminati. Si hanno poi plaghette allotriomorfe di corrosione su anfibolo. Nei litotipi ricchi in clorite le lenticelle di plagioclasio tendono ad anastomizzarsi in letti che alternano con quelli epidotici, cloritici e anfibolici. La composizione del plagioclasio delle anfiboliti concordanti è simile a quella delle anfiboliti discordanti: si tratta di un'albite-oligoclasio tra 8 e 12% An ($2V_z$ è in media 82°5 con valori estremi 82°-84°).

Tra i componenti accessori comune è la *titanite,* in cristalli scheletrici associati a epidoto o come segregazione al bordo di prismi di *ilmenite. Calcite* intergranulare è comune nelle lenti plagioclasiche oppure all' interno dei cristalli di anfibolo, che corrode assieme ad albite. *Quarzo* è raro, in plaghette nella massa di fondo. In alcune sezioni si nota dell'*apatite.* Nella anfibolite SGL 158 le zone di distensione nelle pieghe della scistosità (sigmoidi) sono costantemente riempite da calcite ben cristallizzata e geminata.

2.3. *Cloritoscisti e gneiss.*

Alle anfiboliti or ora descritte fanno passaggio, anche nel corpo di uno stesso banco, cloritoscisti più o meno anfibolici, che a loro volta passano o a rocce senza anfibolo o ad altre in cui clorite e anfibolo sono subordinati ai componenti leucocrati (gneiss). Cloritoscisti e gneiss sono facili da distinguere tra loro, sul terreno, perchè nei primi la tessitura è scistosa, nei secondi è listata. Gli gneiss costituiscono in genere il tetto dei banchi, ma non manca l'opposto caso e comunque le alternanze ripetute di fasce gneissiche con fasce cloritiche sono del tutto normali. Solo verso il contatto con la parte anfibolitica è norma costante la presenza di una fascia di cloritoscisti anfibolici.

Al microscopio i cloritoscisti mostrano decisa tessitura scistosa parallela, planare nelle varietà facenti passaggio ad anfibolite, ondulata in quelle in cui prevalgono i minerali lamellari. Nel primo caso i nematoblasti di anfibolo giacciono regolarmente allineati nei letti cloritici e mostrano tutt'al più fratture ortogonali all'allungamento come deformazioni postcristalline. Nei tipi più ricchi di clorite e biotite invece si osservano comunemente

ondulazioni a vortice della scistosità: i fasci cloritici si arricciano attorno a porfiroblasti biotitici precinematici, privi di orientazione preferenziale.

Gli gneiss hanno prevalentemente struttura listata, data da alternanze di letti lepidoblastici arricciati e di lenticelle, passanti a letti continui, costituite da associazioni a mosaico quarzo-feldspato. Più raramente in una mesostasi cloritica o cloritico-anfibolica alquanto omogenea si notano occhi peciloblastici di plagioclasio, con una tessitura di tipo prasinitico.

La *clorite* è, per definizione (pag. 12), il minerale prevalente nei cloritoscisti (da 40 a 80% vol.), ma è abbondante anche negli gneiss (30-40%). Essa forma letti più o meno spessi, ondulati o a vortici, costituiti da minute laminette isoorientate e zeppi di accessori. Il pleocroismo è appena avvertibile con:

Z = giallo verdastro
X = Y = verde pallido, talora tendente ad azzurro.

I colori di interferenza bruni indicano trattarsi di un clinocloro.

Il *plagioclasio* è il componente prevalente degli gneiss (40-50%), ma può recedere fino a scomparire nei cloritoscisti (e.g. SGL 162). Esso può presentarsi in tipi strutturali diversi. Il più comune è dato da granuli di piccole dimensioni con struttura a mosaico, formanti, assieme al quarzo, lenticelle e letti in alternanza coi letti cloritici. Più raramente si osservano lenti (o occhi) di aspetto glomeroporfirico, costituiti da alcuni cristalli a contorni fortemente lobati, mostranti le tracce di una energica clastesi e successiva ricementazione con calcite e quarzo. Le ombre di pressione di questi occhi sono riempite da calcite aciculare. In rari casi (p. es. SGL 81) il plagioclasio è contenuto nei letti cloritici sotto forma di ocelli monocristallini, limpidi e peciloblastici. Nei primi due tipi strutturali sono comuni le geminazioni albite e albite-Ala B, con poche lamelle di dimensioni diverse; più rare le geminazioni secondo leggi multiple. Tra i vari tipi strutturali non si notano però differenze di composizione, benchè il contenuto di anortite del plagioclasio dei cloritoscisti e degli gneiss non sia così uniforme quanto quello delle anfiboliti. Esso varia tra 0 e 15% An, con $2V_z$ medio 82°2 e valori estremi 78° e 86°.

L'*anfibolo* è abbastanza comune nei cloritoscisti, decisamente raro negli gneiss. Nei primi si hanno tanto porfiroblasti corrosi, quanto minuti aciculi isoorientati contenuti nei letti cloritici; nei secondi si hanno solo questi ultimi. In entrambi i caratteri sono del tutto identici a quelli visti nelle anfiboliti concordanti.

La *biotite* è presente in grandi lamine al centro dei vortici cloritici di alcuni cloritoscisti, con caratteri di minerale precinematico e quindi con forti tracce di deformazione (kink bands) e avanzato grado di trasformazione in clorite. In altri casi e negli gneiss la biotite è presente come laminette concresciute con la clorite e limitate ai letti cloritici. L'*epidoto* è comunissimo e può anche essere abbondante (fino a 20% vol.). Si tratta sempre di pistacite vivacemente birifrangente in prismetti idiomorfi nei letti

TABELLA 2: *Analisi di intercalazioni discordanti.*
(an. F. Barbagelata)

Campione	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	Cr	Ni
VtMoAr 29	2.69	7.11	0.13	5.01	10.62	2.25	0.06	1.33	0.17	505	85
VtMoAr 34	2.67	7.24	0.06	4.69	9.17	3.35	0.15	0.89	0.03	470	105
VtMoAr 35	2.31	7.90	0.14	5.00	7.29	3.57	0.30	1.07	0.23	450	145
SGL 52	1.39	7.19	0.13	7.89	10.31	3.04	0.83	1.80	0.23	380	65
SGL 53	3.29	7.65	0.14	4.29	6.40	4.80	0.21	2.50	0.33	55	20
SGL 106	3.58	6.84	0.25	6.12	8.94	3.72	0.66	1.82	0.28	370	80
SGL 111	1.85	12.54	0.09	6.42	9.76	1.62	0.26	7.86	0.11	90	60
$\bar{x}_1$	2.54	8.07	0.13	5.63	8.92	3.19	0.35	2.47	0.20	332	80
VtMoAr 28	2.71	7.81	0.11	6.61	10.41	3.71	0.12	1.49	0.09	nd	nd
c. 34	3.40	7.83	0.22	3.59	4.75	3.96	1.93	1.90	0.34	nd	nd
c. 35	1.14	6.75	nd	9.80	7.75	5.08	0.66	2.22	nd	nd	nd
$\bar{X}_1$	2.50	7.89	0.14	5.94	8.54	3.51	0.52	2.29	0.18	—	—

N.B. - Le tre ultime analisi sono tratte dalla letteratura: VtMoAr 28 da MOTTANA, 1963; c. 34 e c. 35 da DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949. $\bar{x}_1$ è la media delle nuove analisi di F. Barbagelata; $\bar{X}_1$ la media complessiva includente anche le vecchie analisi. nd = non determinato.

cloritici. Talora i letti plagioclasici degli gneiss contengono invece granuli allungati di clinozoisite. In questi gneiss, specie nelle varietà a tessitura marcatamente listata, *quarzo* è comune (10-15%), associato a mosaico col plagioclasio. Come accessorio il quarzo è frequentemente associato alla *calcite* in vene e plaghe di riempimento tardivo, anche nelle ombre di pressione. La calcite compare talora anche in vene grosse e in noduli (SGL 89) per alcuni

TABELLA 3: *Analisi di intercalazioni concordanti.*
(an. F. Barbagelata)

Campione	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	Cr	Ni
a) *Anfiboliti.*											
SGL 55	3.12	6.63	0.14	5.59	8.30	2.25	0.86	2.12	0.42	70	40
SGL 113	3.64	9.21	0.08	5.10	4.34	4.74	0.98	3.00	0.35	20	20
SGL 158	3.50	5.07	0.14	4.93	10.39	3.55	0.22	0.86	0.22	320	115
SGL 161	1.96	5.94	0.13	6.51	9.16	3.08	0.71	0.80	0.12	420	145
VtVi 16	2.15	7.24	0.17	8.35	9.31	2.18	0.53	1.42	0.23	430	200
$\bar{x}_a$	2.87	6.82	0.13	6.10	8.30	3.16	0.66	1.64	0.27	252	104
b) *Cloritoscisti e gneiss.*											
SGL 83	2.02	5.94	0.10	3.91	0.66	3.04	1.27	1.58	0.31	95	55
SGL 85	2.47	6.52	0.08	2.75	0.66	7.10	0.22	1.38	0.13	110	35
SGL 89	1.77	6.67	0.07	3.79	9.89	1.50	0.94	1.73	0.14	430	130
SGL 112	2.90	7.24	0.06	6.53	8.30	2.81	0.70	1.91	0.77	130	45
SGL 159	6.02	3.62	0.13	3.02	13.80	4.37	0.17	1.33	0.16	290	150
SGL 160	3.79	6.67	0.15	8.72	7.82	3.18	0.56	1.52	0.16	370	145
SGL 162	0.50	9.63	0.19	4.20	9.02	2.80	0.08	2.68	0.52	75	50
SGL 163	2.81	2.46	0.08	2.81	5.69	6.30	0.42	0.75	0.31	110	75
VtSt 13bis	3.04	4.92	0.10	5.72	5.60	4.97	0.41	1.33	0.16	340	50
$\bar{x}_b$	2.81	5.96	0.11	4.61	6.83	4.01	0.53	1.58	0.30	217	82
$\bar{X}_2$	2.84	6.27	0.12	5.14	7.35	3.70	0.58	1.60	0.29	229	90

dei quali si può ritenere trattarsi di un minerale detritico ricristallizzato (SGL 81: trecciolino Frera-Ganda).

Titanite, in grossi cristalli bruni o in bande microcristalline allungate secondo la scistosità, *zircone* e *apatite* in cristallini isodiametrici, *ematite* e *ilmenite,* in granuli e sciami sono accessori costanti. Più rara, limitata a alcuni tipi gneissici, è la *sericite* sparsa in modo irregolare nei letti cloritici.

Studio petrochimico.

Per lo studio chimico delle rocce verdi negli Scisti di Edolo sono stati selezionati 21 campioni, scelti in modo da rappresentare sia le variazioni litologiche possibili, sia le diverse aree di affioramento nell'ambito della formazione. Su di essi sono state eseguite analisi parziali per via chimica degli elementi petrogeni e analisi in fluorescenza X di due elementi in traccia che, secondo vari autori, sarebbero particolarmente indicativi nella distinzione delle anfiboliti orto e para.

E' stato già osservato (pag. 429-430) che parecchi banchi di roccia verde sono litologicamente differenziati. Di alcuni di essi sono stati analizzati campioni tratti da diverse zone in modo da avere sia dati sull'ampiezza delle variazioni chimiche all' interno di uno stesso banco, sia un controllo indiretto sull'efficacia dei procedimenti geochimici di discriminazione.

I banchi scelti sono, per le rocce « orto »: *a*) quello del Pizzo di Faila, di cui sono stati analizzati campioni tratti dal centro (VtMoAr 34) e dalla salbanda (VtMoAr 35) a 20 cm circa dal contatto con gli scisti. I due campioni sono stati presi sulla stessa trasversale del filone e distano tra loro circa 15 m [7]. *b*) Quello della Val Malgina, di cui è stata analizzata la parte centrale di anfibolite biotitica (SGL 52) e quella periferica, rappresentata da uno gneiss anfibolico (SGL 53). I due campioni distano tra loro circa 200 m in linea d'aria, secondo la lunghezza del banco.

---

[7] Ulteriore controllo sulla variabilità di composizione di queste rocce e/o sul metodo analitico usato si può avere confrontando l'analisi VtMoAr 34 con quella VtMoAr 28 (A. MOTTANA, 1963) eseguita su un altro frammento tratto dal centro del banco.

Per le rocce « para » sono state eseguite tre analisi delle diverse facies petrografiche del banco del Dosso e cioè quella a letto di cloritoscisto anfibolico (SGL 112), quella mediana di anfibolite a grana grossa (SGL 55) e quella a tetto gneissica (SGL 83); inoltre l'anfibolite biotitica del campione SGL 113 è ancora parte di questo banco e ne rappresenta la prosecuzione verso Est. Due analisi alle opposte estremità sono state eseguite nel banco dei Cupecc (SGL 158 a Est e SGL 161 a Ovest).

Metodologia. Frammenti dal peso di alcuni ettogrammi sono stati frantumati a < 10 mesh con una pressa meccanica, dopo esser stati accuratamente ripuliti da eventuali patine di alterazione superficiale. Ottenutane per inquartamento una frazione omogenea di 80-100 g, questa è stata macinata per 8 minuti in un mulino con giara e anelli di carburo di tungsteno, in presenza di 1, 1, 1-tricloroetano come lubrificante. La polvere risultante, che passa interamente al setaccio da 400 mesh, è stata seccata per 12 ore in stufa a 180°, scacciandone così le eventuali tracce di lubrificante. Una frazione di essa è stata poi destinata all'analisi chimica, eseguita col metodo di SHAPIRO e BRANNOCK (1962), leggermente modificato. Un'altra è stata destinata alla fluorescenza X per la determinazione del Cr e del Ni ([8]): 4-5 g di polvere inumidita con acqua bidistillata sono stati compressi in pastiglia sotto una pressione di 8000 kg e successivamente irradiati in un impianto a raggi X Philips con tubo di W, cristallo analizzatore LiF e contatore a flusso. I tracciati dei picchi $CrK\alpha_1$ (a 69° 29) e $NiK\alpha_1$ (a 48° 61) sono stati confrontati con analoghi tracciati ottenuti nelle stesse condizioni con i seguenti standards internazionali: W-1, BCR-1, ZGI-B, BR, QMC-13, TB; in cui la matrice è essenzialmente la stessa delle anfiboliti in esame. I risultati, elencati nelle tab. 2, 3, sono ritenuti approssimati a $\pm 10\%$ del valore totale assoluto.

Le medie riportate nelle tab. 2 e 3a per le anfiboliti indicano che tanto quelle discordanti, quanto quelle concordanti posseggono un chimismo tipicamente magmatico: gabbroide tendente al gabbroide sodico. Fra i due gruppi si notano differenze chimiche sostanziali solamente nei tenori di FeO, K_2O e Cr. Anche TiO_2 apparirebbe significativo confrontando i valori medi $\overline{x}_1$ e $\overline{x}_a$, ma un esame dei valori dei campioni singoli mostra che la prima media è falsata dalla presenza nel gruppo discordante di una anfibolite a titanite e che, escludendo questa dal computo, TiO_2 è pressocché lo stesso per i due gruppi (1,57 e 1,64).

([8]) Ringraziamo vivamente il dr. G. Liborio per la preziosa collaborazione offertaci nell'esecuzione delle determinazioni in fluorescenza.

Passando a confrontare le anfiboliti concordanti con i cloritoscisti e gli gneiss (tab. 3 a, b) risultano differenze significative nei tenori medi di FeO, MgO, CaO e Na_2O, ma l'esame dei dati presi singolarmente dimostra, anche questa volta, che i valori medi $\bar{x}_a$ e $\bar{x}_b$ differiscono perchè influenzati da alcuni campioni litologicamente caratteristici, escludendo dal computo i quali i tenori medi risulterebbero alquanto omogenei. Più ampie, ma ugualmente statisticamente poco rilevanti sono le differenze chimiche medie esistenti tra il gruppo discordante ($\bar{X}_1$) e l' intero gruppo concordante ($\bar{X}_2$); gli intervalli di variabilità praticamente si sovrappongono, se si sottraggono due o tre dati.

Graficamente la relativa omogeneità chimica dei filoni basici metamorfosati delle Alpi Orobie è chiaramente messa in evidenza nei due diagrammi triangolari della fig. 1 a, b.

Nel primo, MgO-CaO-FeO_{tot} secondo WALKER *et al* (1960), tutti i punti rappresentativi, ad eccezioni di pochi, cadono in un campo ristretto coincidente con quello delle rocce orto, secondo gli autori.

Analogamente nel triangolo K^+-Na^+-Ca^{++} secondo EVANS e LEAKE (1960) (modificazione del triangolo Ks-Ne-Cal di NIGGLI), tutti i punti con poche eccezioni sono distribuiti lungo la base del triangolo nell' intervallo 30-75 Ca^{++}. Il parametro k che se deduce varia tra 0,026 e 0,385, con prevalenza di valori bassi tipici di anfiboliti orto (LEAKE, 1964). In media le anfiboliti discordanti hanno k più basso (0,10) di quelle concordanti (0,16) e dei cloritoscisti e gneiss (0,14).

Le eccezioni che si riscontrano nei due diagrammi sono date proprio da quei campioni del gruppo concordante che creavano diversità tra le medie. Sono particolarmente interessanti i suggerimenti forniti dall'esame del triangolo della fig. 1a. Secondo ciò che vi appare, le rocce anfibolitiche studiate sarebbero derivate per la maggior parte da rocce magmatiche. L'unico campione che si proietta nel campo para (SGL 159) appare poco significativo fin dall'esame petrografico: si tratta di uno gneiss con clorite ed epidoto, profondamente alterato per effetto di soluzioni che hanno depositato venuzze intergranulari di calcite e ossidato i minerali ferromagnesiani provocando la segregazione di minuti granuli di ematite (cfr. il tenore elevato di Fe_2O_3).

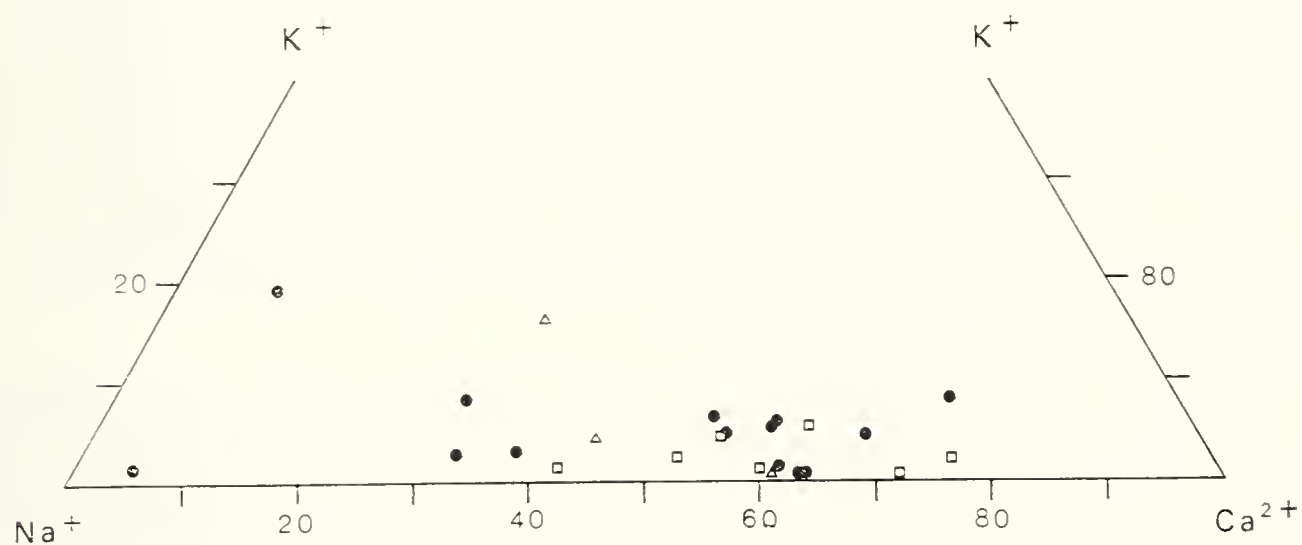
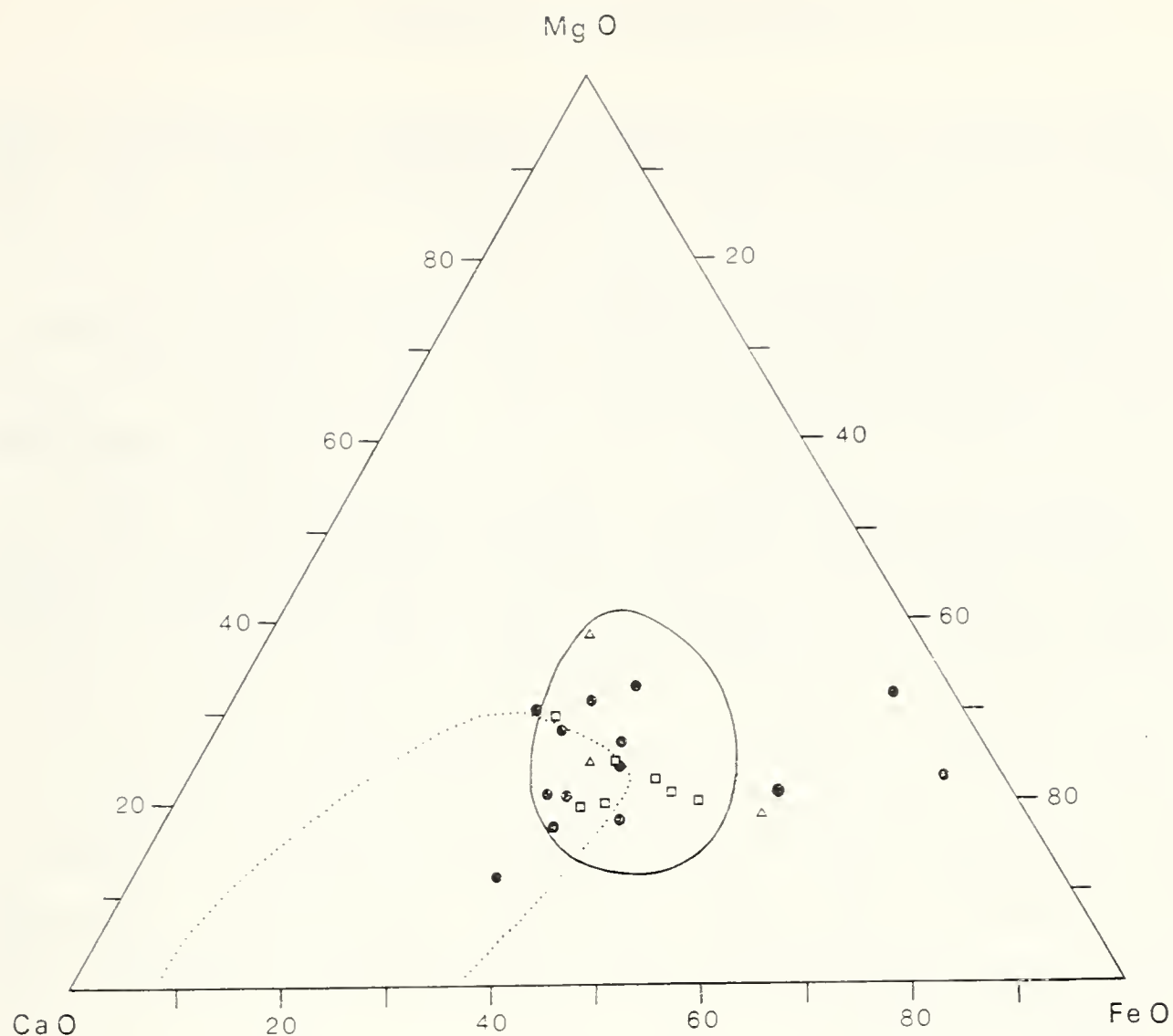



Fig. 1.

In alto: proiezione CaO-MgO-FeO_{tot} secondo WALKER *et al* (1960) delle rocce verdi negli Scisti di Edolo delle Alpi Orobie. A puntini il campo delle anfiboliti para definito dagli autori; a tratto continuo il campo delle anfiboliti orto.

In basso: proiezione K^+-Na^+-Ca^{++} secondo EVANS e LEAKE (1960) delle stesse rocce.

Segni convenzionali: cerchi pieni = intercalazioni concordanti, quadrati vuoti = intercalazioni discordanti, triangoli vuoti = analisi tratte dalle letteratura (cfr. tab. 2 e 3a, b).

Altri campioni sono aberranti in quanto si proiettano addirittura al di fuori dei campi di variabilità chimica delle anfiboliti statisticamente definiti dagli autori.

Si tratta dei campioni SGL 83 e SGL 85 il cui tenore in CaO è straordinariamente basso e SGL 113 in cui il tenore di CaO è moderato, ma ugualmente tra i più bassi ([9]). In questi campioni il basso contenuto in CaO è parzialmente equilibrato da un maggior quantitativo di alcali, che raggiunge tenori del tutto insoliti per rocce verdi e lascia presumere una certa ibridizzazione della roccia da parte degli scisti incassanti. Geologicamente infatti (p. 5) queste rocce sono situate al tetto di grandi banchi concordanti (SGL 83 e SGL 85), oppure all'estremità di essi, che termina a lingua entro gli scisti (SGL 113). Non vi è nulla di strano quindi se queste rocce sono state depositate contemporaneamente alla normale deposizione detritica (argille più o meno silicee) e sono state da questa contaminate. Petrograficamente esse si distinguono per l'abbondanza di quarzo, albite e/o minerali micacei.

A questo punto è interessante osservare come vari il chimismo entro i singoli corpi (cfr. p. 18). Nelle anfiboliti discordanti (filoni del Pizzo di Faila e della Val Malgina) esiste una relazione costante nella variazione del chimismo della roccia andando dal centro del filone alla salbanda. Tra i femici si ha correlazione negativa tra MgO e Cr da un lato e FeO, P_2O_5 e TiO_2 dall'altro: i primi decrescono, i secondi aumentano. Analogamente tra i componenti alcalicalcici si ha correlazione negativa: CaO diminuisce mentre aumentano Na_2O e K_2O, il secondo però in modo non del tutto regolare.

Queste stesse relazioni si incontrano in un corpo basaltico che si differenzia regolarmente da letto a tetto (WAGER e MITCHELL, 1951), ma la loro conservazione dopo il metamorfismo può essere del tutto casuale. Nel banco concordante del Dosso, procedendo da letto a tetto si ha invece una correlazione sicuramente positiva tra MgO e FeO (e P_2O_5) nel gruppo femico e una correlazione negativa tra CaO e K_2O nel gruppo alcalicalcico, mentre gli altri componenti diagnostici (Cr, Ni, Na_2O, TiO_2) mo-

---

([9]) Lo stesso accade per il c. 34, per il quale però non sono possibili considerazioni, essendo un valore tratto dalla letteratura.

strano andamento irregolare. Questo schema di variazione non può essere fatto risalire a nessun noto processo di differenziazione magmatica.

Un contributo notevole all' interpretazione della genesi delle rocce anfibolitiche è stato dato dal loro contenuto in elementi in traccia. Il tenore in Cr e Ni dei campioni analizzati è riportato nelle tab. 2 e 3.

Tra il gruppo discordante e quello concordante esistono differnze significative, quanto ai tenori medi, solo per il Cr, di cui le anfiboliti discordanti sono decisamente più ricche. Tutti e due

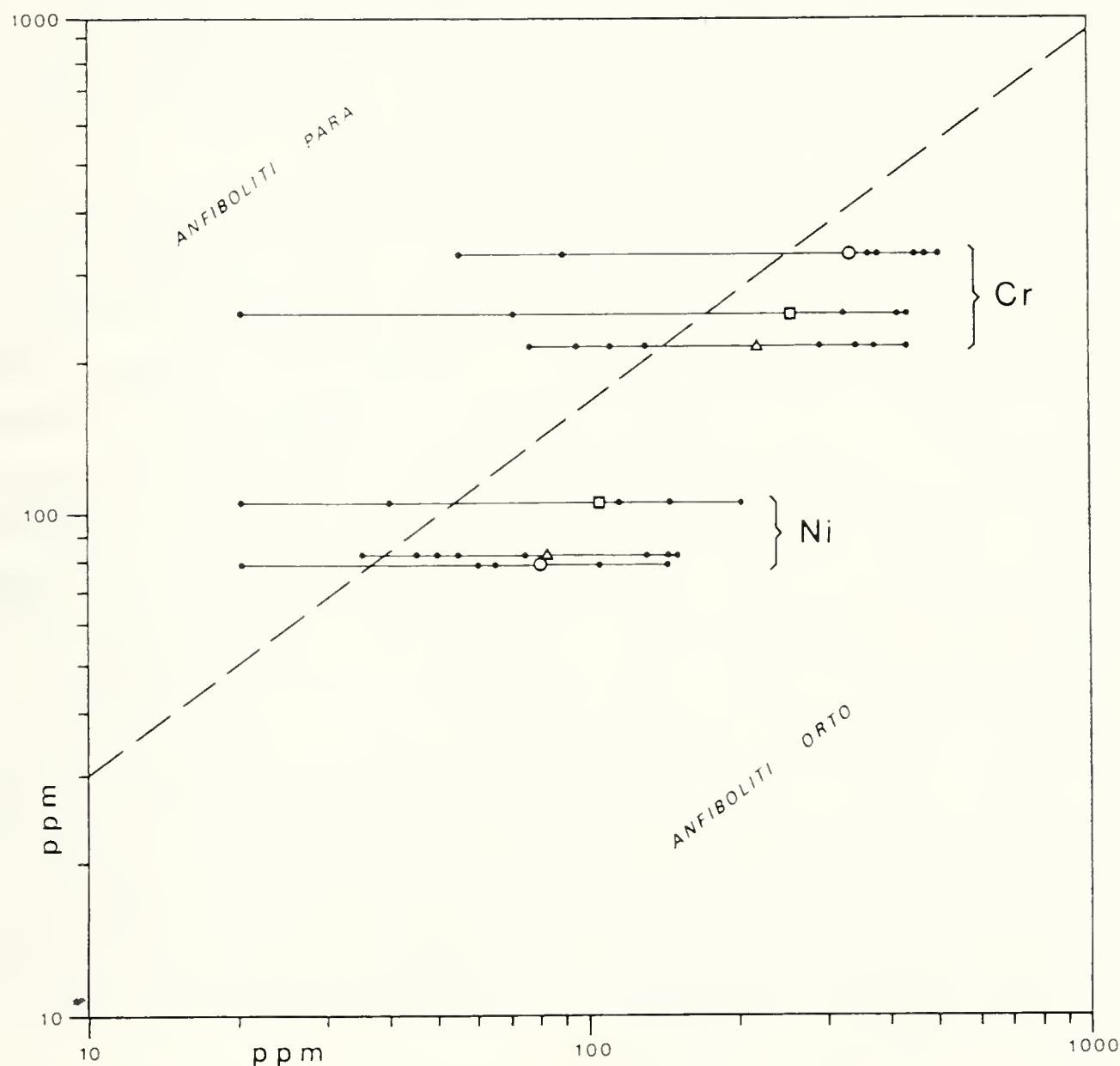



Fig. 2. — Proiezione degli elementi in traccia delle rocce verdi delle Alpi Orobie secondo il metodo di Lange (1965). Le aree delle anfiboliti orto e para sono quelle definite dall'autore per le metabasiti dell'Erzgebirge. *Segni convenzionali*: cerchi = anfiboliti discordanti; quadrati = anfiboliti concordanti; triangoli = cloritoscisti e gneiss concordanti.

i gruppi hanno un contenuto medio di Cr superiore a quello indicato da vari AA. come minimo per le anfiboliti orto (180-200 ppm secondo LANGE, 1968; 250 ppm secondo LEAKE, 1964). Viceversa il contenuto di Ni è inferiore, non solo per le medie, ma anche per tutti i campioni, a quel minimo di 200 ppm che caratterizza (LEAKE, 1964) le anfiboliti orto. Esso è però dello stesso ordine di grandezza del tenore di Ni trovato da LANGE (1965) nelle orto-anfiboliti dell'Erzgebirge (93 ppm). Secondo il diagramma diagnostico proposto da questo autore (fig. 2) anfiboliti, cloritoscisti e gneiss delle Alpi Orobie sarebbero nel loro complesso di origine orto; quei campioni, di tutti e tre i gruppi, che si proiettano nel campo para dovrebbero quindi, secondo LANGE (1965) e ammettendo che i gruppi siano monogenici, rappresentare rocce essenzialmente orto, ma contaminate o per mescolamento sindeposizionale con materiale sedimentario o per migrazione di materia durante il metamorfismo.

E' noto tuttavia che la distinzione orto/para basata sul solo tenore assoluto di elementi in traccia è stata oggetto di forti critiche. In molti casi i limiti proposti (e in parte surriportati) appaiono del tutto infondati: per il Cr, ad esempio, SHAW e KUDO (1965) trovarono un contenuto medio di 10,5 ppm in una serie anfibolitica di indubbia origine orto; per il Ni le argille ne contengono in media di più (225 ppm) dei basalti (130 ppm; ROESLER e LANGE, 1965). La poca attendibilità di una distinzione basata sui soli tenori assoluti deriva dal fatto che il contenuto di elementi in traccia in una serie anfibolitica varia in funzione del contenuto di elementi maggiori della serie e questo, nel caso di rocce orto, è a sua volta rigorosamente dipendente dalle caratteristiche chimiche generali del magma e dal grado di differenziazione subito dalle rocce eruttive da cui le anfiboliti traggono origine. Anche la differenziazione metamorfica ha la sua importanza, ma il suo effetto, nell'ambito di una stessa facies, è costante e può quindi essere trascurato.

Con questi presupposti teorici EVANS e LEAKE (1960) e LEAKE (1964) hanno messo a punto un procedimento statistico che, applicato ad una serie di anfiboliti di comune origine, permette di stabilirne la genesi in modo sicuro. Essi correlano il contenuto di elementi in traccia con quello di elementi maggiori e costruiscono

dei diagrammi di variazione per la serie anfibolitica che vengono messi a confronto con diagrammi di variazione ottenuti nello stesso modo per una provincia magmatica basica ben nota (Karroo). Accordo tra i due indica origine orto della serie anfibolitica; disaccordo origine para.

Su un analogo principio di correlazione, ma più generale e non vincolato a una provincia magmatica, si basa il criterio diagnostico di LANGE (1968).

I migliori risultati diagnostici si ottengono quando i componenti in traccia si proiettano in funzione del contenuto percentuale assoluto di TiO_2 o del parametro $mg = MgO/MgO + FeO + + MnO + 2Fe_2O_3$ (fig. 3 e 4). Nel primo diagramma il contenuto in Cr e Ni delle rocce verdi delle Alpi Orobie è messo in relazione con il loro contenuto in titanio. Quasi tutti i punti cadono al di fuori del campo delle rocce argillose definito da LEAKE (1964) e sono distribuiti in forma di sciami paralleli a quello delle rocce del Karroo. In particolare tanto i punti rappresentativi delle intercalazioni discordanti quanto quelli delle intercalazioni concordanti mostrano correlazioni negative Cr/TiO_2 e Ni/TiO_2 (e per conseguenza correlazione positiva Ni/Cr) come definito da LANGE (1968) per le anfiboliti di origine orto.

Meno indicativo è il diagramma della fig. 4 in cui Cr e Ni sono messi in relazione con *mg*, un parametro che indica il grado di differenziazione magmatica delle rocce madri. Ciò è dovuto essenzialmente al fatto che *mg*, nelle rocce esaminate, ha un intervallo di variazione ristretto (da 0,19 a 0,42), molto minore di quello riscontrato da EVANS e LEAKE (1960) nelle rocce del Karroo e che corrisponde, per rocce magmatiche, a litotipi schizolitici fortemente differenziati, tipici delle fasi filoniane tardive del magmatismo oppure a fasi estrusive tufacee o laviche di un vulcanismo già evoluto. Anche in questo diagramma tuttavia il parallelismo con la distribuzione delle rocce del Karroo e la correlazione negativa Cr/mg e Ni/mg tipica delle anfiboliti orto sono rispettati.

Chimismo generale, definito dagli elementi maggiori, e particolare, definito dagli elementi in traccia, concordano nel suggerire che le rocce verdi degli Scisti di Edolo sono di origine magmatica. Solo alcune di esse possono essere derivate da una mescolanza di materiale magmatico e sedimentario.

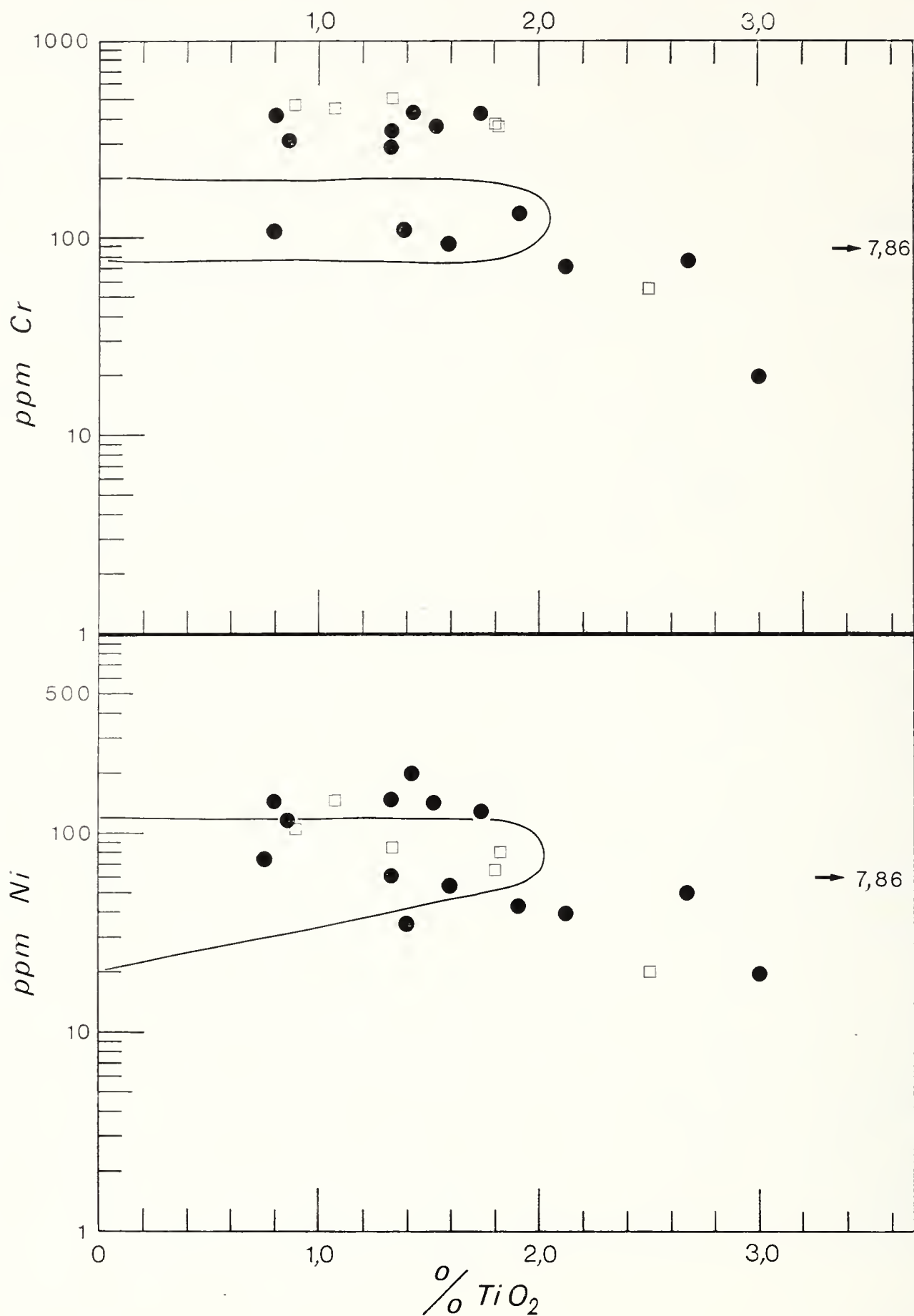



Fig. 3. — Proiezione Cr/TiO_2 e Ni/TiO_2 delle rocce verdi delle Alpi Orobie secondo il metodo di Evans e Leake (1960) e Leake (1964).

Segni convenzionali: cerchi pieni = intercalazioni discordanti; quadrati vuoti = intercalazioni concordanti; a tratto continuo l'area occupata dalle rocce pelitiche secondo i suddetti autori.

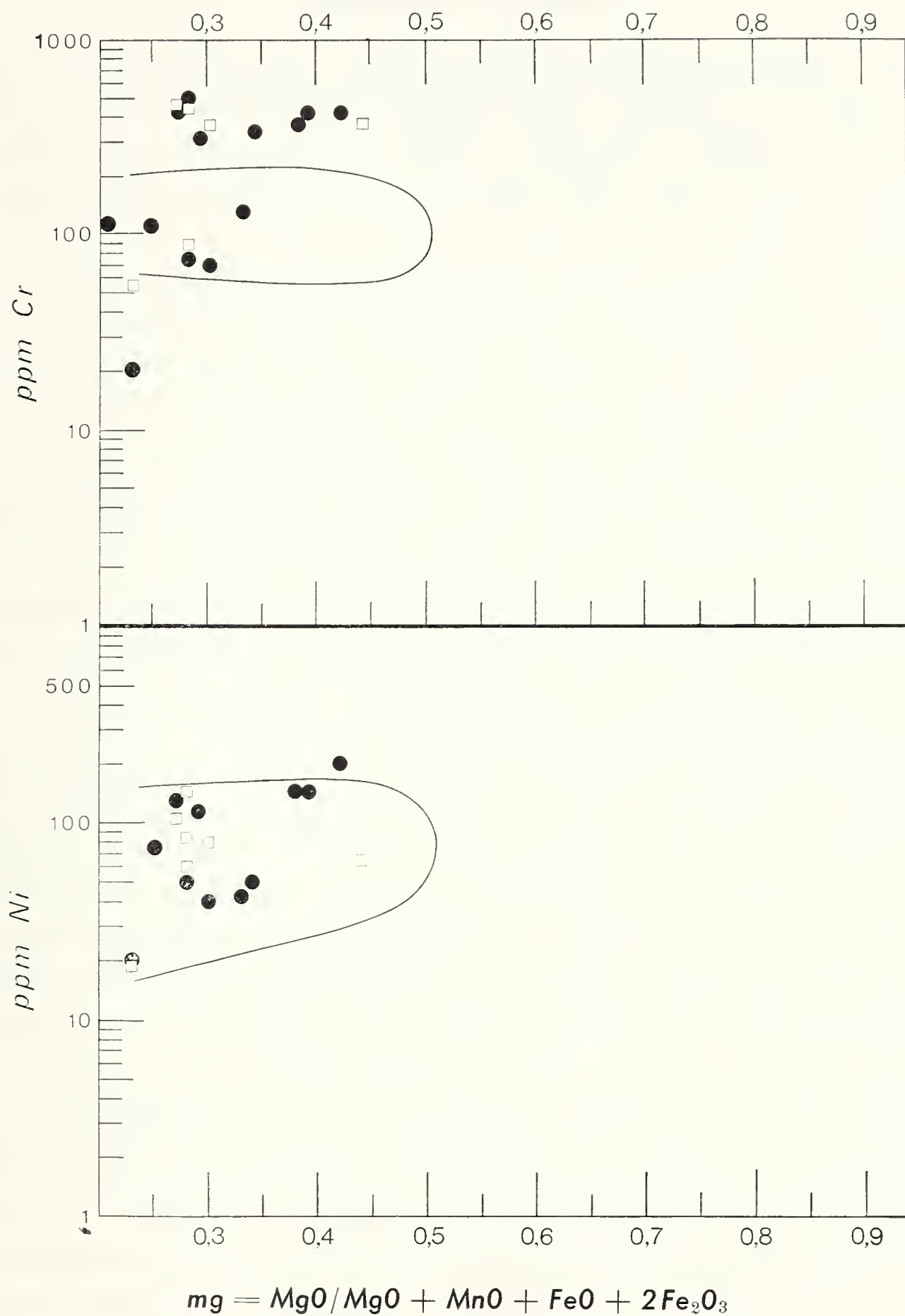



Fig. 4. — Proiezione Cr/*mg* e Ni/*mg* delle rocce verdi delle Alpi Orobie secondo EVANS e LEAKE (1960) e LEAKE (1964).

Segni convenzionali: vedi in calce alla fig. 3.

Riassunto e conclusioni.

La formazione degli Scisti di Edolo, che costituisce la maggior parte del complesso metamorfico sudalpino delle Alpi Orobie orientali (Liborio e Mottana, 1969), contiene numerose intercalazioni di rocce verdi. Dal punto di vista geologico esse sono di due tipi:

a) intercalazioni discordanti, concentrate nella zona di cresta, specialmente attorno al Pizzo del Diavolo di Malgina;

b) intercalazioni concordanti, distribuite nel tratto mediano di tutte le valli trasversali e particolarmente numerose nella Val Belviso e nella Valle di Sant'Antonio.

Lo studio petrografico e petrochimico ha mostrato che il primo gruppo si compone uniformemente di anfiboliti, più o meno ricche in plagioclasio, clorite ed epidoto; esso è caratterizzato da un chimismo gabbroide piuttosto sodico. Il secondo gruppo risulta invece differenziato: da anfiboliti p.d. si passa ad anfiboliti cloritico-epidotiche, a cloritoscisti anfibolici fino a cloritoscisti p.d.; per aumento del contenuto in plagioclasio albitico si passa invece ad anfiboliti plagioclasiche, a gneiss anfibolici e a cloritoscisti gneissici. Il chimismo varia in proporzione, pur mantenendosi in limiti abbastanza ristretti: i tipi anfibolitici hanno composizione gabbroide sodica pressocchè identica a quella delle anfiboliti discordanti; quelli più ricchi in clorite hanno composizione grosso modo gabbroide; gli gneiss infine sono marcatamente differenziati in senso sialico e sovente mostrano una composizione che non si può avvicinare a nessun noto tipo magmatico.

Tutte queste rocce sono caratterizzate da paragenesi mineralogiche tipiche della facies degli scisti verdi. La presenza in esse di orneblenda in luogo di actinolite (l'anfibolo stabile nella facies degli scisti verdi secondo Turner e Verhoogen, 1960) non costituisce, a nostro avviso, un elemento tale da farle attribuire alla facies delle anfiboliti ad almandino. Orneblenda è già stata ritrovata da parecchi autori in serie metamorfiche del cristallino antico alpino del tutto simili a questa (cfr. discussione in Fritsch *et al.*, 1967); inoltre la presenza costante in queste rocce di plagioclasio albitico è un elemento probante per la loro classificazione nella facies degli scisti verdi (Wenk e Keller, 1969).

L'attribuzione dei vari affioramenti a una o l'altra delle subfacies invece non è possibile se non in modo molto generale. Le rocce verdi sono intercalate in scisti di tutte e tre le subfacies, quali esse si possono dedurre dalla paragenesi mineralogica degli scisti stessi (Liborio e Mottana, 1969). Come per questi si può riconoscere un aumento generale del grado metamorfico da NE verso SW, che si manifesta con l'affiorare in prevalenza verso NE dei cloritoscisti, verso SW delle anfiboliti. Nei dettagli però l'effetto della variazione della composizione chimica delle rocce sembra prevalere su quello dell' intensità di metamorfismo nello stabilire i minerali presenti. Con la variazione locale del chimismo solamente si può spiegare il fatto che, in una sezione limitata come quella del Dosso, si passi da cloritoscisti e gneiss (forse anche con carbonati liberi) ad anfiboliti tipiche, con paragenesi attribuibili via via a tutte e tre le subfacies degli scisti verdi.

Tanto nei diagrammi determinativi che utilizzano gli elementi maggiori (fig. 1), quanto in quelli che utilizzano gli elementi in traccia (fig. 2) o correlando i secondi con i primi (fig. 3, 4) i punti rappresentativi delle rocce verdi delle Alpi Orobie cadono in gran prevalenza nel campo delle rocce orto. Da questo punto di vista non c'è nessuna possibilità di distinzione sicura tra intercalazioni discordanti e concordanti, poichè anche le diversità che risultano tra i due gruppi nei valori medi sono ampiamente mascherate dalla dispersione dei valori singoli. E' conclusione inevitabile che ambedue i gruppi di rocce derivino da materale magmatico, in parte contaminato, nel gruppo concordante, con materiale sedimentario di tipo però diverso da quello marnoso-dolomitico che si ritiene origini le anfiboliti para.

In mancanza di valido criterio petrochimico è solo su basi geologiche che riteniamo che le anfiboliti discordanti siano derivate dal metamorfismo di rocce filoniane basiche, possibilmente diabasi, e che anfiboliti, cloritoscisti e gneiss concordanti siano invece derivati da materiale tufaceo sedimentato contemporaneamente agli scisti incassanti e in parte anche contaminato dal materiale sedimentario (argille) nel corso della deposizione.

Va notato a questo proposito che i metodi geochimici proposti per la distinzione delle anfiboliti in orto e para non sono propriamente applicabili al caso delle rocce verdi studiate. Essi sono stati infatti concepiti per distinguere anfiboliti magmatogene da

un lato e anfiboliti derivate per metamorfismo di marne dolomitiche dall'altro. Tutti gli autori trascurano invece il problema della distinzione delle anfiboliti derivate da rocce intrusive (essenzialmente rocce laccolitiche o filoniane) da quelle derivate da rocce piroclastiche.

Solo un criterio misto geologico-petrochimico sembra poter essere d'aiuto in questa distinzione: le anfiboliti derivate da tufi risultano orto quanto a composizione chimica e para quanto a comportamento geologico, avendo tutti i caratteri di uno strato sedimentario. Per rocce intercalate in serie scistose un contributo petrochimico indiretto si ha dalla presenza di tipi litologici ibridi, che in alcuni diagrammi possono figurare come rocce orto, in altri mostrano chiaramente di essere mescolati con materiale detritico.

Quanto all'età di queste rocce non vi è dubbio che i banchi concordanti sono coevi degli scisti, quindi sicuramente preercinici e forse precaledoniani (LIBORIO e MOTTANA, 1969). Le intercalazioni discordanti, che concordano nel grado metamorfico con gli scisti incassanti, dovevano ovviamente essere contenute in loro prima che essi acquistassero l'attuale grado metamorfico. Sono quindi anch'esse preerciniche (LIBORIO e MOTTANA, 1969). La somiglianza chimica tra i due gruppi di rocce rende allettante l' ipotesi di una loro affinità genetica, per cui lo stesso fenomeno magmatico avrebbe dato origine in parte a rocce filoniane, in parte a rocce estrusive s.l. E' interessante a questo proposito notare che le intercalazioni discordanti sono al letto stratigraficamente rispetto a quelle concordanti.

La corrispondenza sostenuta dai CORNELIUS (1930) tra anfiboliti negli Gneiss di Morbegno e cloritoscisti negli Scisti di Edolo (p. 1) non sembra sussistere. Le prime sono state dimostrate recentemente da GANDINI e SCHIAVINATO (1959) essere i derivati metamorfici di iniezioni filoniane di tipo diabasico. Esse quindi potrebbero tutt'al più corrispondere alle intercalazioni discordanti negli Scisti di Edolo, cui sono vicine anche come paragenesi mineralogica e chimismo. Però l'età delle intercalazioni discordanti qui descritte è sicuramente preercinica; quella postulata da GANDINI e SCHIAVINATO (1959) per le ortoanfiboliti di Dazio è decisamente più tarda. Secondo gli autori esse sarebbero derivate dal metamorfismo alpino di iniezioni a carattere ofiolitico, intrusesi

durante le fasi embrionali dell'orogenesi alpina, cosa questa assolutamente da escludere per tutte le rocce verdi precedentemente da noi descritte.

BIBLIOGRAFIA

Cornelius H. P., Cornelius Furlani M., 1930 - Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. *Denkschr. Akad. Wissen. Wien,* Vienna, 102, pp. 207-301.

De Sitter L. U., De Sitter Koomans C. M., 1949 - The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. *Leidse Geol. Meded.,* Leida, 14B, pp. 1-250.

Dozy J. J., Timmermans P. D., 1935 - Erläuterungen zur geologische Karte der zentralen Bergamasker Alpen. *Leidse Geol. Meded.,* Leida, 7, pp. 85-109.

Elliot R. B., Cowan D. R., 1966 - The petrochemistry of the Holleindalen Greenstone Group, Jotunheimen, Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.,* Oslo, 46, pp. 309-325.

Evans B. W., Leake B. E., 1960 - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *J. Petrology,* Oxford, 1, pp. 337-363.

Fritsch W., Meixner H., Wieseneder H., 1967 - Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. *N. Jb. Miner. Mh.,* Stoccarda, pp. 364-376.

Gomes C. B., Santini P., Dutra C. V., 1964 - Petrochemistry of a precambrian amphibolite from the Jaraguà area, Sâo Paulo; Brazil. *J. Geology,* Chicago, 72, pp. 664-680.

Lange H., 1965 - Zur Genese der Metabasite im saechsischen Erzgebirge. *Freib. Forschungsh.,* Freiberg, C 177, pp. 1-136.

Lange H., 1968 - Spurenelemente als Hilfsmittel zur Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten. *Freib. Forschungsh.,* Freiberg, C 231, pp. 251-258.

Leake B. E., 1964 - The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrology,* Oxford, 5, pp. 238-254.

Liborio G., Mottana A., 1969 - Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie Orientali. *Rend. Soc. It. Min. Petr.,* Pavia, 26, pp. 475-523.

Litwin A. L., Powarennych A. S., 1967 - Der Einfluss isomorpher Vertretungen auf das Volumen der Elementarzelle und die Packungsdichte der Calciumamphibole. *Geologie,* Berlino, 16, pp. 834-841.

Melzi G., 1891 - Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese della catena orobica occidentale. *Giorn. Min. Crist. Petr.,* Milano, 2, pp. 1-34.

MOTTANA A., 1963 - Il basamento cristallino sudalpino nelle valli di Arigna e di Scais (Alpi Orobie centrali). *Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano*, Milano, CII, pp. 349-378.

PANDYA M. K., 1967 - Contribution à l'étude des amphibolites de la région de Kankroli, Rajasthan (Inde). *Annales Soc. Géol. Belgique*, Bruxelles, 90, pp. B 431-B 460.

PORRO C., 1903 - Alpi Bergamasche: carta geologica 1:100.000, profili e note illustrative. Milano, Artaria di F. Sacchi & figli, ed.

RAASVELDT H. C., 1939 - De geologie van het gebied tusschen de Brembo en de Serio noordelijk van de bergkam Monte Menna- Pizzo Arera. *Leidse Geol. Meded.*, Leida, 11, pp. 189-265.

REINHARDT M., 1931 - Universal Drehtischmethoden. Wepf e C., Basilea, pp. 119.

RITTMANN A., 1929 - Die Zonenmethode. *Boll. Svizz. Min. Petr.*, Zurigo, 9, pp. 1-46.

ROESLER H. J., LANGE H., 1965 - Geochemische Tabellen. Lipsia, VEB Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, pp. 328.

SHAPIRO L., BRANNOCK W. W., 1962 - Rapid analyisis of silicate, carbonate and phosphate rocks. *U. S. Geol. Survey Bull.*, Washington, 1144-A, pp. 1-56.

SHAW D. M., KUDO A. M., 1965 - A test of the discriminant function in the amphibolite problem. *Min. Mag.*, Londra, 34, pp. 423-435.

TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960 - Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill. ed., New York, pp. 694.

WAGER L. R., MITCHELL R. L., 1951 - The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. A further study of the Skaergaard intrusions, East Greenland. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, 1, pp. 129-208.

WALKER K. R., JOPLIN G. A., LOVERING J. F., GREEN R., 1960 - Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime magnesia sediments of the Precambrian of North Western Queensland. *J. Geol. Soc. Australia*, 6, pp. 149-177.

WENK E., KELLER F., 1969 - Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Boll. Svizz. Min. Petr.*, Zurigo, 49, pp. 157-198.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109 4: 457-462 15-XII-1969

Mario Manusia (*) & Antonio Pasquali (*)

A NEW CASE OF IMITATION IN THE HOUSE MOUSE (**)

Riassunto. — *Nuovo caso di imitazione nel topo.* E' stato seguito un esperimento per confermare la capacità di imitazione nel topo domestico (*Mus musculus*). Gli animali si trovavano in gruppo con dei « maestri » mescolati agli « scolari », e con la possibilità per questi ultimi di affrontare un problema (spostamento di un portello e successivo passaggio) già nel corso dell'addestramento. I risultati hanno ampiamente avvalorato l'ipotesi: il compito infatti è stato risolto, nel tempo stabilito, dal 33,9% degli scolari e soltanto dal 3,6% dei controlli.

Imitation ability in the house mouse (*Mus musculus*) was recently proved by Mainardi and Pasquali (1968) and by Pallaud (1969). Such a peculiarity has been found till now in few other animal species: the greenfinch (Pettersson, 1965), the budgerigar (Dawson and Foss, 1965), the tit (Fisher and Hinde, 1949), the fork-tailed flycatcher, the white-throated sparrow and the black-capped chickadee (Alcock, 1969), the rat (Powell, Saunders and Thompson, 1968; Powell, 1968), the cat (Herbert and Harsh, 1944; John, Chesler, Bartllet, Victor, 1968), *Cebus* and rhesus monkeys (Warden, Field and Koch. 1940), the japanese monkey (Tsumori, 1967), the chimpanzee (Hayes and Hayes, 1952; Van Lawick-Goodal, 1968).

As regards the house mouse, Mainardi and Pasquali pointed out, in subjects which were in condition to « observe » a fellow

(*) Authors' address: Istituto di Zoologia, Università, 43100 Parma, Italia.

(**) Supported by a grant from the Italian National Council of Research (C.N.R.).

repeatedly solving a problem (opening of a dangling door and subsequent passing), a higher ability in solving the task compared with controls; while Pallaud remarked that performances of mice acting with an automatic food distributor are improved if the animals had previously « observed » another one solving several times the same problem. Later on, experiments by Manusia and Pasquali (in press) — in order to reveal this kind of learning in avoidance conditioning situations — gave negative results.

In all the above mentioned examples about the mouse, the subjects — which were in isolation — could « observe » from the outside the behaviour of their fellow and were therefore tested [1]. The aim of our experiment was to confirm in this species the imitation ability in more natural experimental conditions, substantially different from the previous ones: i.e. in a group situation, with « teachers » and « pupils » together and the possibility for the later of tackling the problem already during the training.

The mice we used were 128 about 3 months old Swiss-Morini males, random shared into 56 « pupils » and 8 « teachers » on one hand, and 56 controls and 8 « pseudo-teachers » on the other. The teachers were individuals previously trained, whereas the pseudo-teachers were merely complementary. The experimental apparatus consisted of two large plastic boxes (cm 120 × 75 × × 15) covered by a wire screen. Each cage was divided into three parts: a central one (cm 75 × 60) and two side ones (cm 60 × 30 each). The first served as « area for the training », and in turn was divided into two compartments by a temporary wall (Fig. 1-A). This was formed by several composing elements, four of which were provided with a hole cm 2.5 in diameter shut by a dangling door circular sector shaped (Fig. 1-C). Two doors opening in one direction and two in the opposite one, so that our mice could, moving the door, pass from a compartment to the other, alternately [2]. Pupils with teachers were put in the area for the training of one cage and controls with pseudo-tea-

---

[1] According to the definition of imitation by Osgood (1953), the pupil has the possibility of solving the problem only after the observation period.

[2] We specify that it is the same problem used by Mainardi and Pasquali (1968) in the quoted experiment.

chers in the area of the other one. Both groups remained in these conditions for three consecutive days, beginning from 9 a.m., with neon lights on during the day and off during the night.

According to our hypothesis the pupils, or at least part of them, should have profitted by the frequent passages of the teachers and begun to do the same; whereas the controls, which did not benefit from such an example, should not have solved the problem, producing at the most a flux of passages afterwards, in any case less intense.

We carried out our tests in the following way. After having taken away the central wall, the teachers and the pseudo-teachers from both areas for the training, we substituted, in each of them, four elements of the two longest side walls with as many elements, two for each side, provided with a hole with dangling door and passage in only one direction — from inside to outside — and communicating with the two adjacent compartments, acting as traps (Fig. 1-B). In such a way both the pupils and the controls could pass and remaining entrapped allowed us the counting of the individuals passed in progressive times. The length of the test was of 24 hours beginning from 9 a.m. The records were carried out every 5 minutes in the first hour, then every hour till 9 p.m., and finally at 9 a.m. of the following day.

TABLE 1. *Comparison between the 56 « pupils » and the 56 controls tested in a period of 24 hours.*

Time classes	Mice which solved the problem	
	« Pupils »	Controls
Till the 10^{th} min.	10	—
From the 11^{th} min. to the 1^{st} hour	2	—
From the 2^{nd} to 24^{th} hour	7	2
Within the 24 hours	19 = 33.9%	2 = 3.6%

The results clearly confirmed our hypothesis. A synthesis of them is referred in table 1, which shows a very high difference between the number of pupils and the one of controls passed in the 24 hours of the test: 19 against 2, i.e. respectively the 33.9 and the 3.6% of the two groups. The probability, calculated with

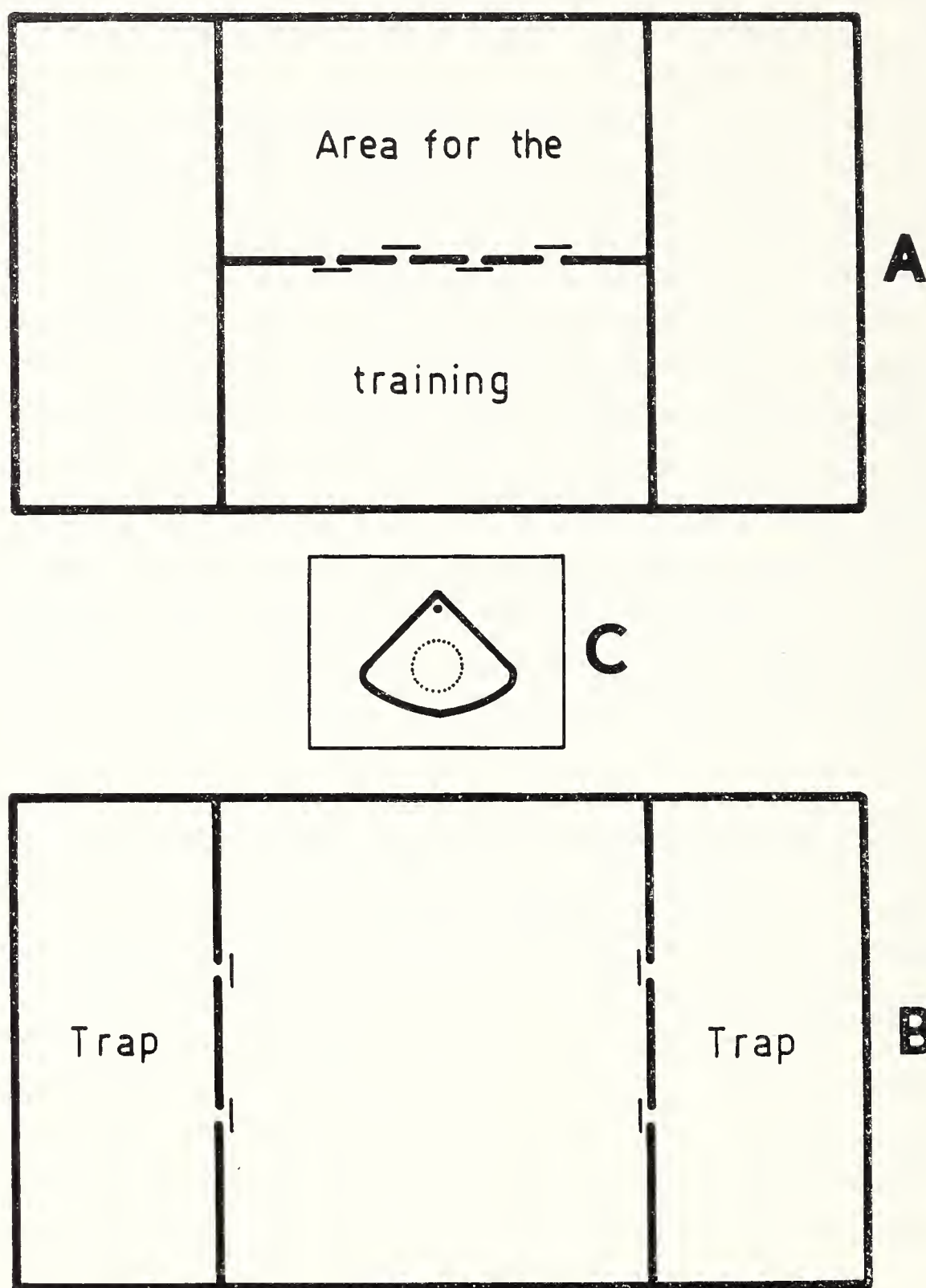



Fig. 1. — A schematic reproduction of the experimental apparatus. A represents the plan of the cage during the training; B the plan of the same cage modified for the test; C a composing element with hole and dangling door.

Fisher exact method, is 2.45×10^{-5}. Perhaps the examination of the data within the first 10 minutes — 10 pupils against zero controls — is still more eloquent, though it reveals a lower value of the probability — 6.29×10^{-4} —, but equally very highly significant.

Comparing our data with those of Mainardi and Pasquali (1968), we can point out a lower percentage of passages: 33.9 against 78.8% between pupils, and 3.6% against 71.7% between controls. The diffrence must be attributed, very probabily, to the trouble caused in mice of the former experiment by the narrowness of the testing box (cm 10 × 10 × 10), which would have intensified in the subjects the need of going out. On the contrary, the clearest difference between pupils and controls of our experiment may be attributed to the possibility for our animals — grouped together with the teachers — of turning to account, already during the training, the acquisition progressively acquired.

REFERENCES

ALCOCK J. (1969) - Observational learning in three species of birds. *Ibis, 111*: 308-321.

DAWSON B. V. and FOSS B. M. (1965) - Observational learning in budgerigars. *Animal Behaviour, 13*: 470-474.

FISHER J. and HINDE R. A. (1949) - The opening of milk bottles by birds. *British Birds, 42*: 347-357.

HAYES K. J. and HAYES C. (1952) - Imitation in a home raised chimpanzee. *J. comp. physiol. Psychol., 46*: 99-104.

HERBERT J. J. and HARSH C. M. (1944) - Observational learning by cats. *J. comp. Psychol., 37*: 81-95.

JOHN E. R., CHESLER P., BARTLLET F., VICTOR I. (1968) - Observation Learning in Cats. *Science, 159*: 1489-1491.

MAINARDI D. and PASQUALI A. (1968) - Cultural Transmission in the House Mouse. *Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano, 107*: 147-152.

MANUSIA M. and PASQUALI A. (1969) - Tentativi di ricerca di nuove forme di apprendimento osservazionale e di facilitazione sociale nel topo domestico. *Istituto Lombardo* (*Rend. Sc.*), B *103*: 129-143.

OSGOOD Ch. E. (1953) - Method and theory in experimental psychology. *University press, New York.*

PALLAUD B. (1969) - Influence d'un congénère sur l'apprentissage chez la souris. *C. R. Acad. Sc. Paris, 268*: 118-120.

PETTERSSON M. (1956) - Diffusion of a new habit among Greenfinches. *Nature, 177*: 709-710.

POWELL R. W. (1968) - Observational learning vs shaping: a replication. *Psychon. Sci., 10*: 263-264.

POWELL R. W., SAUNDERS D. and THOMPSON W. (1968) - Shaping, autoshaping and observational learning with rats. *Psychon. Sci., 13*: 167-168.

TSUMORI A. (1967) - Newly Acquired Behavior and Social Interactions of Japanese Monkeys. In S. A. Altman (Ed), *Social Communication among Primates*. Univ. Chicago Press.

VAN LAWICK-GOODALL J. (1968) - The Behaviour of Free-living Chimpanzees in the Gombe Stream Reserve. *Anim. Behav. Monogr., 1*: 161-311.

WARDEN C. J., FIELD N. A. and KOCH A. M. (1940) - Imitative behaviour in *Cebus* and Rhesus Monkeys. *J. Genet. Psychol., 56*: 311-332.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 463-468, 15-XII-1969

G. C. Cortemiglia & R. Terranova

RISULTATI PRELIMINARI SULL'APPLICAZIONE DI UN TIPO NATURALE DI TRACCIANTE PER LO STUDIO DELLE VARIAZIONI BATIMETRICHE DEL PORTO DI CHIAVARI (LIGURIA ORIENTALE)

Riassunto. — Vengono descritti ed illustrati gli ottimi risultati che l'impiego di pirite, opportunamente macinata, lanciata in mare, ha mostrato quale tracciante naturale per l'indicazione dello spostamento dei materiali ai fini dell'interramento del porto di Chiavari. Si suggerisce pertanto di utilizzare il metodo dei traccianti naturali anche per altre zone liguri.

Summary. — *Preliminary results on the application of a natural type of mark for studying the variations of the depth of the sea in the port of Chiavari (East Liguria).*

Excellent results that the use of pyrites, opportunely ground and flung into the sea, has shown as a natural trace for indicating the movement of the earthy materials that fill the port of Chiavari, are described and illustrated.

The utilization of the method of the natural traces for other Ligurian districts is then suggested.

Da vari anni abbiamo intrapreso studi sui litorali liguri e in modo particolare sulla zona costiera antistante la piana del torrente Entella (Cortemiglia G. C. e Fierro G., 1965), in quanto tale zona fa parte di un'unità fisiografica, altrimenti indicata « canton » da Larras J. (1961, pag. 194), ben delimitata e definita.

Con l'esecuzione e il funzionamento nell'anno 1965 del porto di Chiavari, realizzato delimitando la zona marina antistante questa località con difese trasversali alla costa abbinate ad una difesa longitudinale alla riva, che costituisce il molo frangiflutto più avanzato in mare, sono state predisposte opportune misurazioni continue del fondale onde poter controllare la funzionalità di quest'opera rispetto all'ondazione.

Si è così potuto evidenziare come il porto di Chiavari sia soggetto a un continuo e deciso interramento valutabile mediamente, dal 1965 al 1969, in circa 21.000 mc annui distribuiti su una superficie di circa 77.000 mq, che innalzarono il fondale di un valore medio di circa 27 cm all'anno.

L'ubicazione del porto, come evidenzia la fig. 1, si presenta, rispetto alle caratteristiche del settore di traversia, con l'apertura sotto libeccio, mentre lo scirocco investe le opere con direzione pressochè radente alla riva.

Il problema da risolvere è rappresentato dalla ricerca della provenienza del materiale di interramento.

Infatti, sebbene ad un primo giudizio sembrerebbe evidente l'affermazione che il libeccio, mare dominante in questo paraggio, è il diretto responsabile dell' interramento, provocando una deriva del materiale verso levante, un'attenta osservazione della zona a ponente del porto esclude attualmente tale possibilità.

Infatti, non solo la presenza di difese trasversali alla riva e la mancanza di naturali o artificiali discariche di materiale giustificano tale asserto, ma anche la documentata circostanza che il molo di ponente, delimitante il porto e posto trasversalmente alla riva, non presenta accumuli di materiale al suo piede come sarebbe logico aspettarsi da una difesa posta trasversalmente a una presunta deriva litoranea del materiale.

Come già evidenziato in un nostro lavoro (CORTEMIGLIA G. C. e TERRANOVA R., 1969) si ritenne invece che l'azione dello scirocco sui materiali del fondale doveva rappresentare una delle componenti principali dell' interramento riscontrato nel porto di Chiavari.

Per poter dimostrare questa nostra supposizione studiammo la possibilità di realizzare un tracciante che, immesso sui fondali, potesse indicarci il percorso che il materale subiva sotto l'azione del mare.

Decidemmo di non utilizzare i vari metodi in uso, come quelli radioattivi (per attivazione, per incorporazione in vetri speciali, per immissione sulla superficie dei ciottoli, per aderenza, ecc.), colorimetrici (speciali traccianti colorati, verniciatura del materiale, ecc.), con materiali segnati (granuli ricoperti da sottilissime pellicole luminescenti, fosforescenti, fluorescenti, ecc.), in quanto a nostro giudizio presentavano vari inconvenienti come un

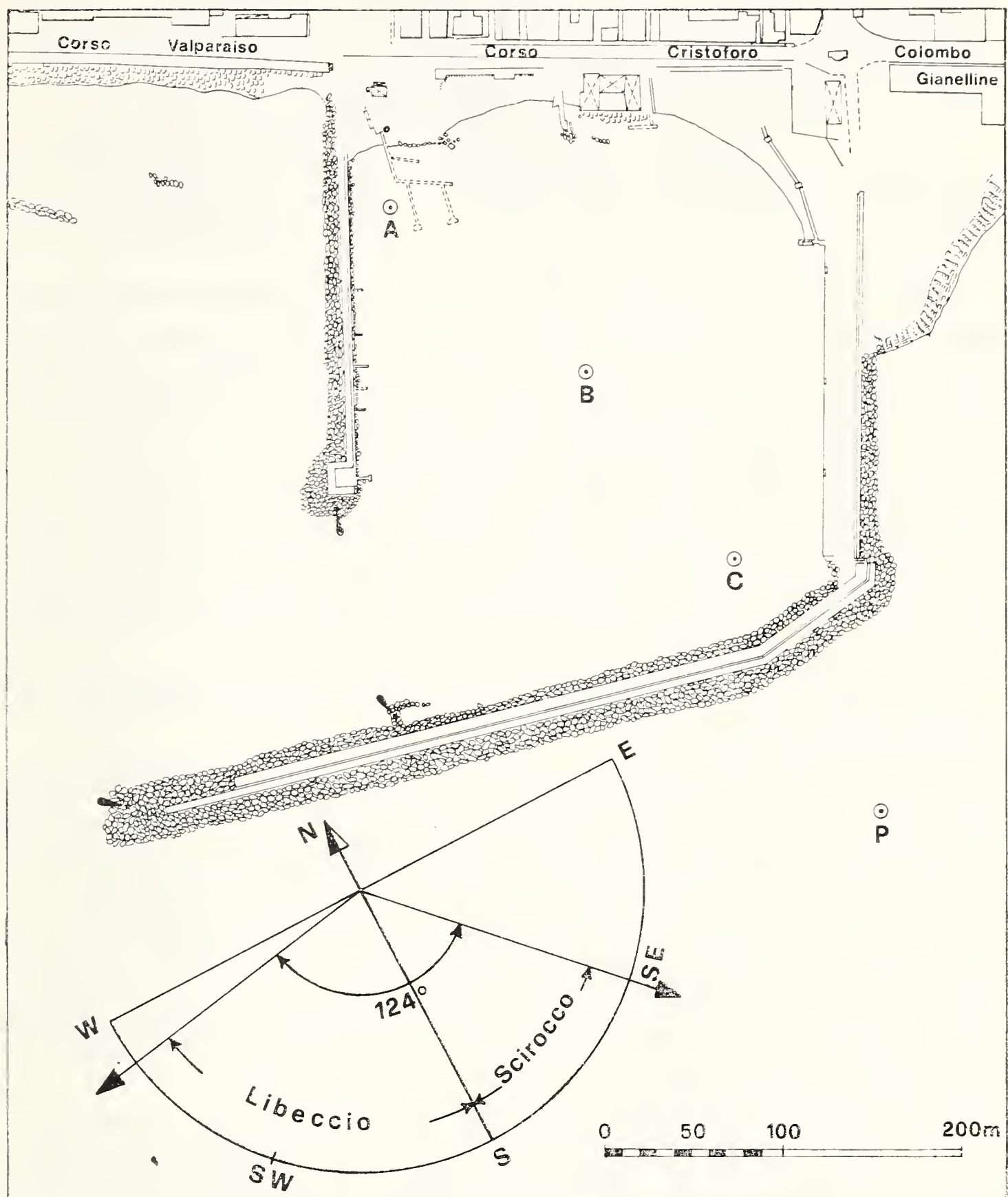



Fig. 1. — Planimetria del porto di Chiavari con l'indicazione della sua orientazione rispetto ai punti cardinali e al settore di traversia delimitato ad W dalla Punta di Portofino e ad E dalla penisola di Sestri Levante. Con la lettera P è indicato il punto in cui il giorno 20-4-1968 sono stati lanciati Kg 9,926 di pirite e con le lettere A, B, C, le zone del porto in cui se ne è ritrovata la presenza dopo 19 giorni dal lancio.

elevato costo, il possesso di speciale attrezzatura e seri problemi nella manipolazione, ma soprattutto una complicata metodologia di esecuzione e di ricerca, spesso unita a una non perfetta corrispondenza di comportamento al trasporto fra questo materiale artificiale immesso in mare e quello naturale.

La prima indagine è stata quella di eseguire analisi granulometriche sul materiale costituente il fondale del porto per la ricerca delle dimensioni percentualmente più rappresentate e per l' indagine sulla natura litologica.

Si è così appurato con varie analisi che la granulometria predominante, in media per circa il 75%, è rappresentata da diametri compresi fra 0,063 mm e 1 mm, mentre il diametro medio nel senso di Larras J. (1961, pag. 181) dei vari campioni esaminati oscilla fra mm 0,122 e mm 0,196.

Relativamente alla natura litologica dei vari campioni si è particolarmente indagato sui componenti petrografici per poter notare quale, fra quelli facilmente reperibili, fosse assente sia nei campioni prelevati nel porto sia in quelli raccolti nella zona esterna e lungo la riva.

Si è così potuto stabilire che fra i vari composti mancava in modo totale ed assoluto la « pirite ».

Per tal motivo abbiamo ritenuto che la pirite potesse rappresentare una sostanza valida per poter essere utilizzata come tracciante, per cui si provvide a raccoglierne, in una zona della Val d'Olba, in località Ortiglieto, un quantitativo sufficiente.

Indi si procedette alla macinazione e successivamente si ricavarono Kg 9,926 di pirite opportunamente setacciata in modo da presentare una prevalente granulometria con le caratteristiche del materiale prelevato sul fondo del porto, precedentemente appunto analizzato a questo scopo.

Si è quindi proceduto al lancio, in zona a levante, cioè sotto scirocco (fig. 1), su un fondale sito a —7, 8 m, il 20 aprile 1968 e dopo una costante osservazione giornaliera dello stato del mare e dell'andamento dei venti, il 9 maggio 1968 si è provveduto a prelevare nel porto i campioni per la ricerca della pirite (fig. 1).

La pirite ritrovata nei predetti campioni ha così inequivocabilmente permesso non solo di asserire che sotto l'azione dello scirocco i materiali del fondo, siti a levante del porto, vengono messi in condizione di essere sospinti provocando l' interramento

riscontrato, ma soprattutto di evidenziare le ottime qualità della pirite come tracciante, che possono essere così sintetizzate:

— facilità estrema di riconoscimento ottico al microscopio in quanto, anche nelle frazioni granulometriche piccole, mostra una brillantezza caratteristica;

— assenze di fenomeni di alterazione o almirolisi che opacizzino o comunque uniformino il suo colore, rendendone difficile il riconoscimento;

— indicazione qualitativa decisionale ottima, in quanto anche il ritrovamento di un solo granello in tutto un campione assicura comunque che in quel punto il materiale arriva dalla zona in cui è stato fatto il lancio, permettendo così, come per i campioni da noi esaminati, aventi a volte concentrazione di pirite persino dell'ordine dello 0,0005%, di operare precise deduzioni sullo spostamento del materiale;

— praticità, assenze di attrezzature particolari, basso costo di esecuzione, per quanto riguarda l'utilizzazione del metodo;

— massima aderenza alla realtà, in quanto trattandosi di un tracciante naturale non si rischia di incorrere, come può capitare ai traccianti meccanici artificiali, in possibili o probabili errori imputabili alle caratteristiche naturali del materiale, come la resistenza presentata dalla superficie del granulo, la dimensione in rapporto al peso specifico, la forma, la rugosità superficiale, ecc., che possono più o meno ponderalmente inficiare i risultati, essendo valori direttamente collegati e influenti la resistenza allo spostamento dei materiali;

— buona funzionalità, in quanto perlomeno in 19 giorni la pirite ha percorso pressochè 1 Km per raggiungere l'entrata del porto e distribuirsi nello stesso, perchè questo rappresenta appunto ,l' intevallo di tempo tra lancio e prelevamento. Ma poichè avrebbe potuto anche esservi già presente prima del giorno del prelevamento, il percorso di circa 1 Km in 19 giorni, cioè in media 52,6 m al giorno, deve ritenersi come velocità minima di deriva;

— possibilità di indicazioni, almeno allo stato di ipotesi di lavoro, tra la percentuale di pirite ritrovata nei singoli campioni e l'andamento del trasporto subito, in quanto una percentuale

minore presente in una zona rispetto all'altra osservabile alla data dello stesso prelevamento, ovviamente rapportata alle condizioni morfologiche, potrebbe indicare che questa parte è, in ordine di tempo, successivamente raggiunta dal tracciante.

Tenendo presente i caratteri generali a cui si è ispirato il metodo da noi proposto, si potrebbe già a priori ritenere che per tutta la riviera ligure di ponente un analogo tracciante naturale potrebbe essere il diaspro rosso della « val Graveglia » della Liguria orientale, in quanto non ne esistono affioramenti in questa parte della Liguria occidentale.

BIBLIOGRAFIA CITATA

Cortemiglia G. C. e Fierro G., 1965 - Variazioni del fondo marino e della spiaggia di Chiavari. « Annali Ric. Stud. Geografia », anno XXI, n. 1, pp. 1-12, 1965.

Cortemiglia G. C. e Terranova R., 1969 - La geologia marina e le coste delle Cinque Terre. « Argomenti », C.N.L.C.I., anno V, n. 3, pp. 142-156, 1969.

Larras J., 1961 - Cours d'hydraulique maritime et de travaux maritimes. Dunod, Paris.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4 469-484 15-XII-1969

C. M. MARINO (*) & B. PIGORINI (**)

DATAZIONE DEI SEDIMENTI RECENTI DEL MARE ADRIATICO COL METODO DEL RADIOCARBONIO

Riassunto. — Sono state eseguite determinazioni di età con il metodo del radiocarbonio su reperti fossiliferi di campioni significativi del Mare Adriatico. Sulle età di conchiglie di specie e profondità indeterminate sono state considerate le varie possibilità di errore rendendo attendibili datazioni che nel quadro paleogeografico della trasgressione pleisto-olocenica si correlano felicemente con l'andamento generale del ritiro della linea di costa sulla piattaforma adriatica. I dati mostrano una regressione di età che varia da circa 15.000 anni per fossili rinvenuti nella zona adiacente il ciglio della scarpata a circa 4.000 anni per organismi di zona costiera della piattaforma settentrionale del bacino.

Summary. — *A C^{14} dating of shelly tests of the recent sediments from the Adriatic Sea.* A C^{14} dating of shelly tests has been carried out on bottom-sea samples collected from the Adriatic shelf. Considerations have been done on the possibilities of errors. The radiocarbon determinations indicate a good correlation with the general trend of the shore-line of the Adriatic Sea during the Pleistocene-Holocene marine transgression. The data show an age regression ranging from about 15.000 years B. P. for fossil organisms near the shelf edge to about 4.000 years B. P. in the northern shelf of the Adriatic Sea.

Premessa.

Durante le « Zephyrus and Nuovo San Pio Cruises » avvenute nel mare Mediterraneo nell'estate del 1962 furono prelevati nel mare Adriatico, per tutto l' intero bacino che si estende dalla

---

(*) Attualmente presso la Cattedra di Fisica Terrestre della Università di Milano.

(**) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica della Università di Pavia.

Laguna Veneta sino ad oltre lo stretto di Otranto, 360 campioni in coppia per ogni stazione (campioni di fondo mediante benna « Van Veen » o « Orange Peel », carote di fondo mediante carotiere a gravità o a pistone). Questi campioni sono stati già oggetto di diversi studi di ordine sedimentologico (Van STRAATEN 1964, 1965, 1966, 1967 a b; PIGORINI 1967 a b, 1968, 1969) fra i cui scopi vi era una migliore definizione della paleogeografia del bacino in esame.

A questo proposito si ritenne opportuno prendere in considerazione la possibilità di eventuali datazioni col metodo del C^{14} (radocarbonio) e 15 dei campioni di fondo prelevati furono datati ([1]) con lo scopo di avere una indicazione generale che valesse ad inquadrare l'ordine di grandezza delle età in gioco, onde poter predisporre il materiale da esaminare in seguito, ed eventuali nuovi prelievi secondo le modalità che potevano desumersi da questo primo esame.

Malgrado, quindi, che nella scelta del materiale su cui effettuare queste misure non siano state usate particolari precauzioni di ordine paleontologico (cernita degli organismi vissuti in ambiente costiero), ma solo di ordine procedurale (pretrattamento dei campioni degli organismi fossili), ciononostante per 11 di questi campioni, disposti grosso modo lungo l'asse longitudinale dell'Adriatico, si è riscontrato un generale aumento di età da NW a SE in felice accordo col progressivo arretramento della linea di costa negli ultimi 20.000 anni circa.

E' sembrato quindi utile diffondere questi dati di sicuro interesse accompagnandoli con un breve commento tratto dalle attuali conoscenze sul metodo del radiocarbonio, sulla paleoecologia e sulla paleogeografia del mare Adriatico per evidenziare il possibile valore, il « peso », se così si vuole chiamare, delle misure assolute di età che si erano ottenute.

([1]) Le determinazioni di età sono state eseguite al « La Jolla Radiocarbon Laboratory » dello Scripps Institution of Oceanography (Università di California) dal Prof. G. S. Bien, dietro gentile consenso del Prof. H. E. Suess e del Prof. F. P. Shepard.

Paleogeografia recente del mare Adriatico.

Il ritiro dei ghiacciai, iniziato durante il tardo Wurm (17.000 anni fa circa) e dovuto ad un forte ma breve miglioramento climatico, segnò l' inizio della risalita del livello marino in tutti gli oceani e nei mari ad essi collegati. Questo innalzamento, pur nella sua continuità, non fu né regolare né graduale; infatti durante la trasgressione flandriana si sono avute notevoli fluttuazioni climatiche caratterizzate da periodi di clima temperato alternati a periodi di clima freddo continentale. Questi ultimi influenzarono il ritiro dei ghiacciai come è possibile verificare, nel nostro emisfero, dalle fasi minori di avanzamento dei fronti alpini testimoniate un po' dovunque dall'andamento dei depositi morenici.

Il livello marino, però, continuò nella sua fase di ascesa alla velocità media di circa un metro ogni 200 anni (SHEPARD 1963) sino a raggiungere il livello attuale (e forse anche a superarlo) durante l'optimum climatico coincidente con le calde temperature del Post-Glaciale od Olocene (circa 5.000 anni fa).

Questo insieme di fattori complica alquanto il tentativo di ricostruire l'andamento della linea di costa lungo il mare Adriatico durante le varie fasi dell' ingressione marina.

Il PaleoPo inoltre, mentre veniva sommerso assieme al suo bacino paleoidrografico, subiva l' influenza degli agenti marini che celavano, con la loro azione di modellamento, le tracce delle precedenti forme di erosione, trasporto e deposizione fluviale (PIGORINI 1967 b e 1968).

Le vicissitudini costiere dell'Adriatico possono in parte essere dedotte dalla morfologia del fondo marino tramite lo studio delle curve batimetriche.

Da un esame dettagliato dei fondali adriatici D'ARRIGO (1936), MOSETTI (1966, 1967) e BRAMBATI e VENZO (1967) hanno infatti rilevato relitti di antiche strutture che permettono una ricostruzione ideale delle antiche linee di costa: sulla piattaforma infatti sono presenti avvallamenti e depressioni che probabilmente rappresentano il residuo di delta, di dune e di cordoni littorali, presumibilmente già rimaneggiati durante l'emersione e, dopo la sommersione, alterati sia dal moto ondoso che dalle correnti.

In base a considerazioni di ordine sedimentologico inoltre, si deve ritenere che durante l' ingressione marina la quota assoluta

delle antiche linee costiere sia stata modificata sia da fenomeni di costipamento dei materiali sedimentati che di subsidenza, quest'ultima legata a fenomeni di abbassamento delle parti più esterne della piattaforma (VAN STRAATEN 1965) in relazione con gli assestamenti tettonici che hanno interessato, in tempi remoti, le adiacenti zone appenniniche.

Col metodo del radiocarbonio si può tentare di ovviare alla complessità dei fenomeni; infatti datando organismi di ambiente costiero si possono ottenere valori approssimativi sul periodo in cui il mare era a quel livello durante la trasgressione. Tale cronologia non sarà necessariamente in stretta correlazione con gli eventi glaciali delle adiacenti aree continentali dal momento che essa riflette vaste modificazioni che si integrano nelle oscillazioni del livello marino, piuttosto che in avanzamenti o ritiri di ghiacciai singoli.

Un tale tentativo compare in questa nota che esamina 15 determinazioni col C^{14} eseguite su campioni ricchi di conchiglie situati grosso modo lungo l'asse del bacino adriatico (Tab. 1 e Tav. XLIII).

Il metodo di datazione col C^{14}.

Procedure adottate nell'analisi dei campioni in esame.

Sin dal 1950 il metodo di datazione assoluta col C^{14} è stato usato con successo da molti ricercatori ed ora si è fortemente affermato come un potente mezzo nello studio dell'archeologia, dell'antropologia e della geologia recente, estendendosi a ritroso per un periodo di 30-40 mila anni circa.

Le tecniche sperimentali si basano sulla misura di piccoli quantitativi di radioattività proveniente dal C^{14} che emette particelle beta di bassa energia (0,155 MeV) con un tempo di dimezzamento di 5570 anni.

I principi, i dettagli e le applicazioni del metodo si devono a LIBBY (1955) che per primo richiamò l'attenzione sulle possibilità del metodo sin dal 1946. Le difficoltà sperimentali incontrate nel metodo del C^{14} sorgono dal fatto che la velocità di disintegrazione del carbonio osservata negli organismi attuali è solamente di $16{,}1 \pm 0{,}8$ disintegrazioni min./g.; mentre negli organismi morti essa potrà essere minore a seconda dell' intervallo di tempo trascorso dal momento della morte.

TAB. 1. — *Caratteristiche dei campioni esaminati provenienti dal mare Adriatico e relative determinazioni di età con il metodo del radiocarbonio.*

LJ - GAP N°	Campione N° VA -	Lat. N.	Long. E.	Prof. m.	Età B. P.
11[1,4]	147	45° 17.9′	12° 30.4′	23	3800 ± 300
23[1,4]	102	45° 04.0′	12° 47.2′	30	5840 ± 300
20[2,4]	173	44° 39.6′	13° 37.0′	40	4850 ± 300
27[1,4]	98	44° 40.0′	12° 56.0′	40	4900 ± 250
25[1,4]	177	44° 22.5′	18° 33.5′	58	5450 ± 300
15[3,5]	331	44° 20.5′	14° 16.7′	64	8500 ± 500
13[3,5]	329	45° 07.8′	14° 06.3′	71	14100 ± 800
19[1,4]	60	43° 09.3′	14° 24.2′	88	12000 ± 700
21[1,4]	207	43° 24.2′	14° 48.2′	101	10500 ± 500
14[1,4]	267	42° 36.0′	15° 31.0′	107	13300 ± 800
22[1,4]	212	43° 16.2′	15° 04.0′	130	11160 ± 600
26[2,4]	256	42° 33.7′	16° 02.5′	140	14250 ± 800
17[2,5]	351	41° 26.6′	16° 59.5′	141	4600 ± 300
24[2,4]	209	43° 18.0′	15° 07.8′	144	7800 ± 400
12[2,6]	341	42° 04.9′	16° 50.3′	241	15900 ± 800

Materiale di fondo:

[1] Sandy shell

[2] Shell

[3] Shelly sand

Meccanismo di prelievo:

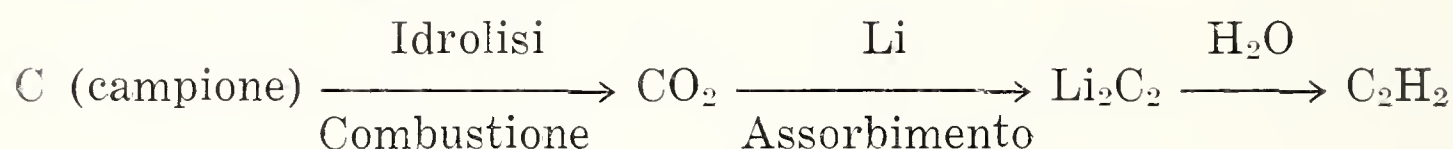
[4] Van Veen grab sampler

[5] Orange - peel dredge

[6] Gravity core

Per le misure effettuate al « La Jolla Radiocarbon Laboratory », comprese tra i numeri di riferimento LJ-GAP-1 e LJ-GAP-15, alcune delle quali compaiono nel presente lavoro (Tab. 1), è stata adottata la procedura messa a punto nel 1954 da SUESS nella produzione di acetilene (C_2H_2) da usare nel conteggio del C^{14}.

Per i campioni susseguenti invece, si è usata la seguente reazione nella sintesi del C_2H_2:

$$\text{C (campione)} \xrightarrow[\text{Combustione}]{\text{Idrolisi}} CO_2 \xrightarrow[\text{Assorbimento}]{\text{Li}} Li_2C_2 \xrightarrow{H_2O} C_2H_2$$

Si vengono a depositare però quantità considerevoli di carbonio sotto forma di residuo nero ed è stato suggerito di usare un grande eccesso di Li per recuperare una parte del C perduto. Si è trovato che questo procedimento non è necessario, infatti quando il Li non è scaldato al di sopra dei 550°C circa e l'assorbimento è regolato per ridurre la velocità del riscaldamento si ottiene una resa di C_2H_2 superiore all'80%.

Eseguendo un certo numero di prove in bianco con dell'antracite è stata fatta una ricerca sulla possibile presenza di un notevole contenuto di Tritio (T^3) da parte del Litio usato. I bassi conteggi di fondo hanno mostrato che il contenuto di T^3 è trascurabile. Riguardo al frazionamento isotopico si è visto che l'errore che poteva derivarne era molto al di sotto dell'errore statistico di conteggio per il C^{14} (almeno il 4%).

La nuova procedura centrata appunto sull'uso del Litio è stata adottata e seguita per tutte le misure che partono dal LJ-GAP-16 alcune delle quali, come si può notare, sono presenti nella Tab. I.

La serie « LJ-GAP-... » è classificata così per indicare dei « test » effettuati in primo luogo con scopi geologici, archeologici e paleoecologici (GAP). Tutti i campioni GAP sono stati contati nel « 400-cc La Jolla Counter » ma un numero considerevole, volume di gas permettendo, sono stati misurati nel « Brussels Counter » con un consistente accordo essenziale. I conteggi di fondo furono mantenuti a circa 2,0 per minuto per il contatore da 400-cc, paragonati a circa 1,0 del contatore Bern e ai circa 0,6 del contatore Brussels i quali sono stati usati sulla prima linea.

In accordo con l'esperienza fatta si sono aggiunti circa 100 anni agli errori statistici di conteggio inferiori ai 100 anni. Si è mantenuto il tempo di dimezzamento del C^{14} di 5570 anni ed il 1950 come anno standard in riferimento.

Quando la quantità di C_2H_2 ottenuta è stata inferiore ai 400 cc. alla pressione di riempimento di una atmosfera è stato aggiunto del gas inerte per compensare questa deficienza, nella percentuale che si è stabilita di volta in volta.

Possibilità di errore nel metodo di datazione col C^{14}.

a) *Insite nel metodo.*

In questo ambito ricadono gli errori statistici di conteggio, di coincidenza e di fondo (background), le considerazioni sull'esatto valore del tempo di dimezzamento del C^{14}, la valutazione del contenuto atmosferico di radiocarbonio dovuto alla combustione di olii minerali ed alle esplosioni atomiche.

La loro discussione non rientra negli scopi della presente nota, si osserva però che oggi, col progredire delle tecniche di misura e di valutazione degli errori, il margine di questi ultimi si è molto ridotto assestandosi sul 4-10% circa rilevato su campioni standard di età nota.

b) *Dovute al materiale in esame nel caso di conchiglie di specie ed habitat indeterminato.*

I punti da esaminare in questo caso sono (SHOTTON, 1966):

1) Sostituzione isotopica.
2) Contaminazione da sostanza carbonacea antica.
3) Contaminazione da sostanza organica recente.

Sostituzione isotopica.

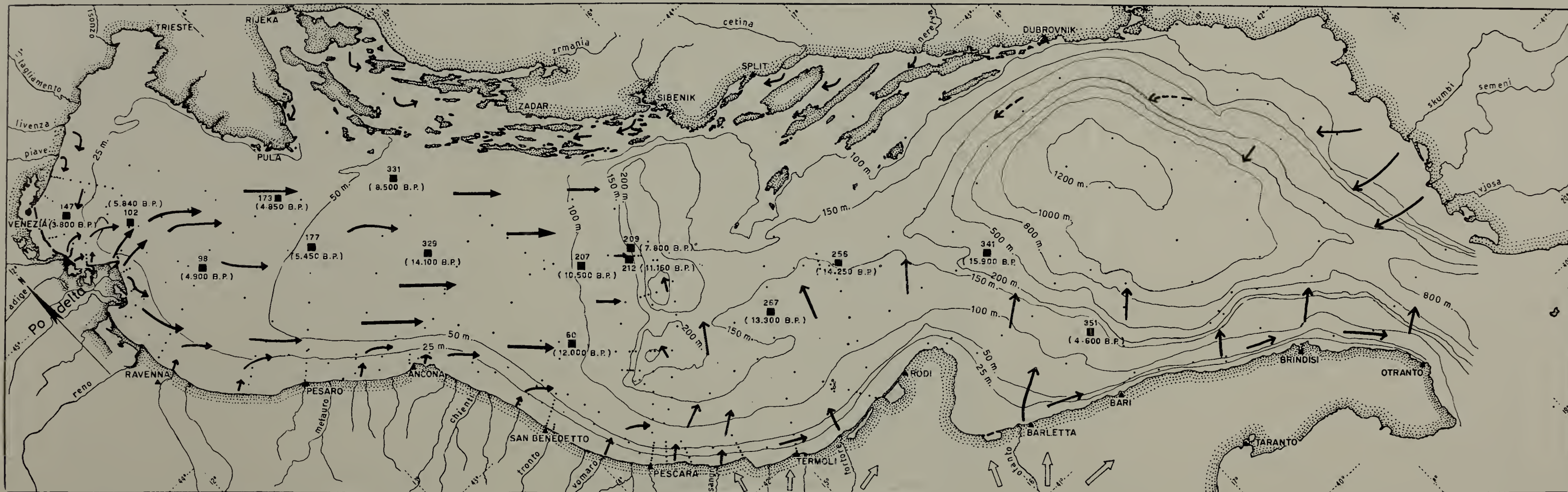
Coi molluschi ci si dovrebbe attendere stime di età che siano troppo grandi, infatti è noto che le conchiglie di esseri viventi possono registrare una età apparente di oltre 2000 anni. Nondimeno le età di conchiglie antiche, quando esse possano essere collocate tra le misure attendibili con il C^{14} sono sempre al di

sotto di quelle reali; infatti l'acqua circolante nei sedimenti oltre a solubilizzare parzialmente il carbonato delle conchiglie, favorisce uno scambio tra C^{14} e C^{12} a favore di quest'ultimo di modo che il radiocarbonio presente fornisce età inferiori a quelle presunte. Si può ovviare in sede di esame a questo inconveniente asportando la parte superficiale della conchiglia ma, comunque, va sempre tenuto conto che queste determinazioni di età su resti di organismi marini sono sempre età minime. A proposito di questo inconveniente ci sembra opportuno citare le parole di VAN STRAATEN (1966): « Solution of aragonite occurs at many places in the submarine mud terrace along the italian coast ... In most cases its effect is limited to corrosion of the external parts of the shells ».

Contaminazione da sostanza organica antica.

Se è vero (ERIKSSON, 1965; SHOTTON, 1966; OLSSON, 1968) che per un 50% di carbonio « morto » da carbonato si ha un aumento di età di circa 5.700 anni dobbiamo esaminare la possibilità che le misure ottenute siano affette da ultrastime di questo genere in quanto la presenza di materiale fossile continentale (terziario o quaternario antico) immesso nell'Adriatico soprattutto dal PaleoPo è stato rilevato nell'esame di parecchi campioni di fondo. Infatti come ha rilevato Van Straaten (1965) conchiglie di molluschi terrestri, d'acqua dolce e salmastra sono stati estratti da depositi sabbiosi prossimi alla costa.

Queste conchiglie possono essere recenti ed avere navigato con l'aiuto di bolle d'aria imprigionate nella cavità del guscio (es. gasteropodi) o provenire da formazioni terrestri o infracostali.

Si pensa che queste forme di derivazione continentale siano originarie delle montagne della penisola italiana e siano state trasportate dai fiumi alla zona di costa da dove sono state sparse in mare aperto dalle correnti, mentre l'apporto di materiale da Est (cioè dal settore jugoslavo) risulta essere trascurabile (PIGORINI, loci citati).

Ubicazione ed età dei campioni in relazione alle direttrici di dispersione dei sedimenti recenti durante la trasgressione pleisto-olocenica del Mare Adriatico.

Contaminazione da sostanza organica recente.

Questa contaminazione è un problema molto grave ed ha portato in molti lavori a datazioni che nulla avevano a che fare con la realtà. Si è visto però che mentre per età al limite della validità del sistema (40-50 mila anni) la sostanza organica introduce errori imponenti, per misure al di sotto dei 20 mila anni, come nel nostro caso, per avere un errore molto grande (oltre il 10%) questa contaminazione dovrebbe avere un valore eccezionale che non è giustificato alla luce dei risultati ottenuti negli studi di altri campioni provenienti dalle località in questione dell'Adriatico (VAN STRAATEN, 1965; PIGORINI, 1967 a, b e 1968).

Discussione dei dati.

Da quanto esposto in precedenza sulle possibilità di errore a cui si presta il metodo del C^{14} e di cui non si può escludere la presenza, si esaminano qui di seguito le età calcolate al La Jolla Radiocarbon Laboratory della California University ed esposte nella acclusa Tab. 1, escludendo per ora ulteriori considerazioni che saranno esaminate nel capitolo conclusivo.

Per i campioni n. 147 (sandy shell), n. 102 (sandy shell) e n. 98 (sandy shell) le età nel loro insieme mostrano un certo accordo, su valori attendibili, anche se un po' elevati. Siamo nella zona dei « bottom samples with land or intermediate aspect » di COHEN (1965) e considerando inoltre la distanza dalla costa e le direzioni delle correnti sembra logico aspettarsi una certa presenza di materiale continentale che si ripercuote in un relativo invecchiamento apparente dei campioni (specie nel campione n. 102).

Scendendo verso Sud si incontrano i campioni n. 173 (shell), n. 177 (sandy shell) e n. 331 (shelly sand). Per costoro considerandone la ubicazione che varrebbe ad escludere apporti di materiale continentale dalla costa italiana si può ritenere che le età misurate, considerate sotto questo aspetto, siano in buona approssimazione coincidenti con la realtà.

Più a Sud il campione n. 329 (shelly sand) mostra un forte contrasto con l'andamento dei valori delle età in questione. Gli

Autori ritengono verosimilmente che l'età ottenuta per questo campione sia apparente e non reale, dovuta forse a presenza di materiale più antico di origine continentale in quella località di prelievo (COHEN, 1965; VAN STRAATEN, 1965; PIGORINI, 1967 b, 1968).

Riguardando ora le datazioni dei campioni n. 60 (sandy shell), n. 207 (sandy shell) e n. 212 (sandy shell) si può rilevarne il buon accordo generale, con un lieve scarto per il n. 60 che è però quello che più si avvicina alla costa.

Nella stessa zona, un po' più ad est, il reperto n. 209 (shell), pur essendo quasi alla stessa latitudine di quella del n. 212 (Tab. 1) ha una età di circa 4.000 anni inferiore (11.100 anni per il campione n. 212 contro i 7.800 anni del campione n. 209). Pur propendendo per una spiegazione del tipo di quella data per il n. 329, avvalorata anche dallo studio delle correnti nella zona in esame, si ritiene che questo possibile rimaneggiamento sia molto difficile da affrontare in quanto, allora, non si capirebbe come mai i campioni n. 207 e n. 212, che si trovano in condizioni quasi identiche, non ne siano stati interessati.

Più a Sud ancora i campioni n. 267 (sandy shell), n. 256 (shell) e n. 341 (shell) mostrano età in progressivo aumento colla profondità e la diminuzione di latitudine: i dati sono consistenti, omogenei tra loro, in una zona con scarsa possibilità di contaminazione, almeno su larga scala.

Ancora più a Sud compare l'ultimo campione, il n. 351 (shell) che non si è ritenuto di esaminare a fondo per la sua eccessiva distanza dalla zona in esame, per la vicinanza alla costa, nonchè per la complessità dei fenomeni geologici che possono avere interessato la regione cui il reperto appartiene (VAN STRAATEN, loci citati).

Conclusioni.

Agli Autori sembra ora di dover esporre un breve commento a quanto visto in precedenza.

In primo luogo malgrado tutte le possibili limitazioni, 11 dei 14 campioni esaminati (si esclude ovviamente il campione n. 351) hanno mostrato un ragionevole accordo sia tra di loro, sia con le ipotesi più accreditate sulle variazioni del livello del mare

negli ultimi 20.000 anni (Curray, 1961; Shepard, 1963; Eriksson, 1965 e Guilcher, 1969) con particolare riferimento al Mare Adriatico.

Sebbene non sia da escludere per qualche campione la possibilità che in esso l'età misurata assommi effetti dovuti alla presenza di sostanza organica recente, carbonio « morto », eventualmente complicati da processi di sostituzione isotopica, non sembra però che questi fenomeni possano presentarsi con valori così elevati o tali, per lo meno, da delineare da soli una variazione fittizia nell'andamento delle 11 età considerate in relazione alla ingressione progressiva del mare.

Riguardo alla possibilità che il materiale campionato possa raggiungere l'età misurata e sia rappresentativo della situazione locale (conchiglie di organismi viventi in prossimità della costa) e non piuttosto un miscuglio di organismi più o meno eterogenei accumulatisi in modo irregolare nelle località di prelievo, si possono fare solo alcune considerazioni alla luce dei dati che la conoscenza del fondo dell'Adriatico pone a disposizione.

Considerando che l'ambiente costiero per varie cause (presenza di cibo, ossigenazione delle acque, ecc.) è quello che di solito maggiormente si presta allo sviluppo di faune sottomarine, nel caso di molluschi a scheletro calcareo resta da esaminare la velocità di accumulo degli organismi morti e la loro possibilità di rimaneggiamento.

Per la velocità di accumulo Van Straaten (1965) indica che: « . . . the rate per century must have been *less* than 1 mm » il che, prescindendo da ogni altra considerazione, dovrebbe avere permesso ai meccanismi di prelievo dei campioni (benne o carotieri a gravità) di giungere alla profondità a cui si riferiscono le datazioni in esame.

Per le possibilità di rimaneggiamento o di apporto di elementi estranei alla fauna costiera contenuta nei campioni, diversi lavori (Chierici, Busi e Cita, 1962; Cita e Chierici, 1962; Cita e D'Onofrio, 1966; Olivieri, 1963; Cohen, 1965) eseguiti su foraminiferi, ostracodi, discoasteri e coccoliti indicherebbero nel loro insieme la presenza di materiale estraneo alle faune di fondo in percentuali basse, talora trascurabili salvo, in qualche caso, in località molto prossime alla costa e particolarmente influenzate dal gioco delle correnti.

Per i campioni, inoltre, prelevati lungo l'asse del bacino in esame, a Nord della fossa meso-adriatica, le possibilità di rimaneggiamento sono ostacolate dalla debole pendenza della piattaforma, dall'assenza conseguente di frane sottomarine e dalla mancanza osservata di correnti subacquee di valori eccezionali (ERIKSSON, 1965; PIGORINI, 1967 a, b; VAN STRAATEN, 1965, 1966, 1967 a, b).

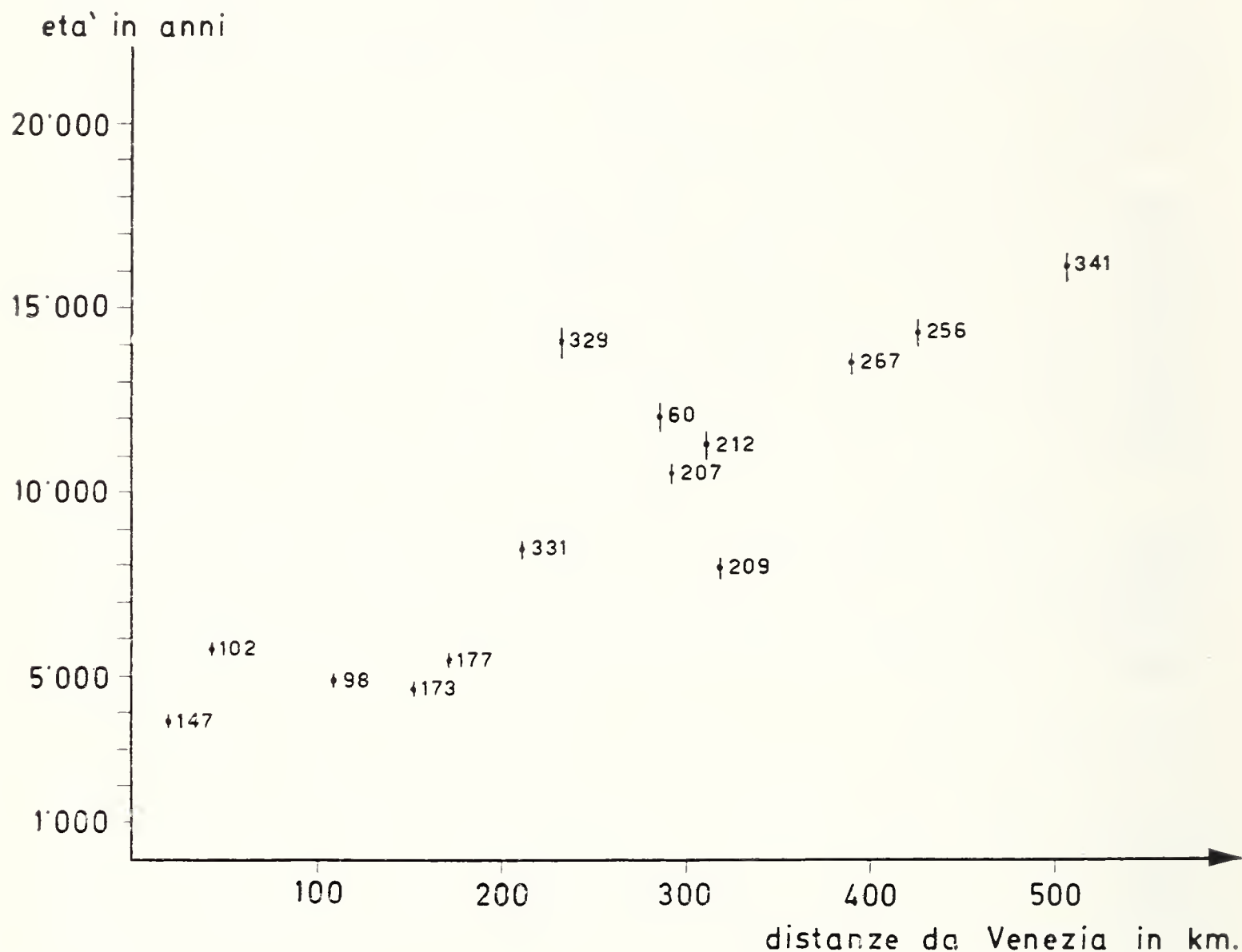



Fig. 1. — Relazione fra l'età e la distanza (da Venezia), riferite all'asse del bacino, nei campioni esaminati.

Resta però incontrovertibilmente il fatto che dal momento del passaggio, nella località in esame, dalle condizioni di mare sottile a quelle di mare aperto sino alle attuali, tutti gli organismi morti sono andati a depositarsi al di sopra dei primi per cui sembra logico riconoscere che, crescendo la profondità dei punti di prelievo, aumenti la possibilità di un certo ringiovanimento del materiale datato.

Posta questa premessa è ovvio che, astraendosi dalle possibilità di errore menzionate in precedenza, si debba riconoscere che le età misurate possano essere, in misura più o meno grande, età minime.

Alla luce di quanto si è detto sopra sembra però azzardato il ritenere che i valori ottenuti siano solo il frutto di un mixing di materiale recente ed antico nelle esatte proporzioni tali da fornire per ben 11 campioni età compatibili fra loro e, ciò che più conta, con la paleogeografia del bacino in esame e, più in generale, con le variazioni eustatiche del Quaternario superiore.

Infatti un esame dei diagrammi età — distanza ed età — profondità di figg. 1 e 2 ci pare fornire due precise indicazioni:

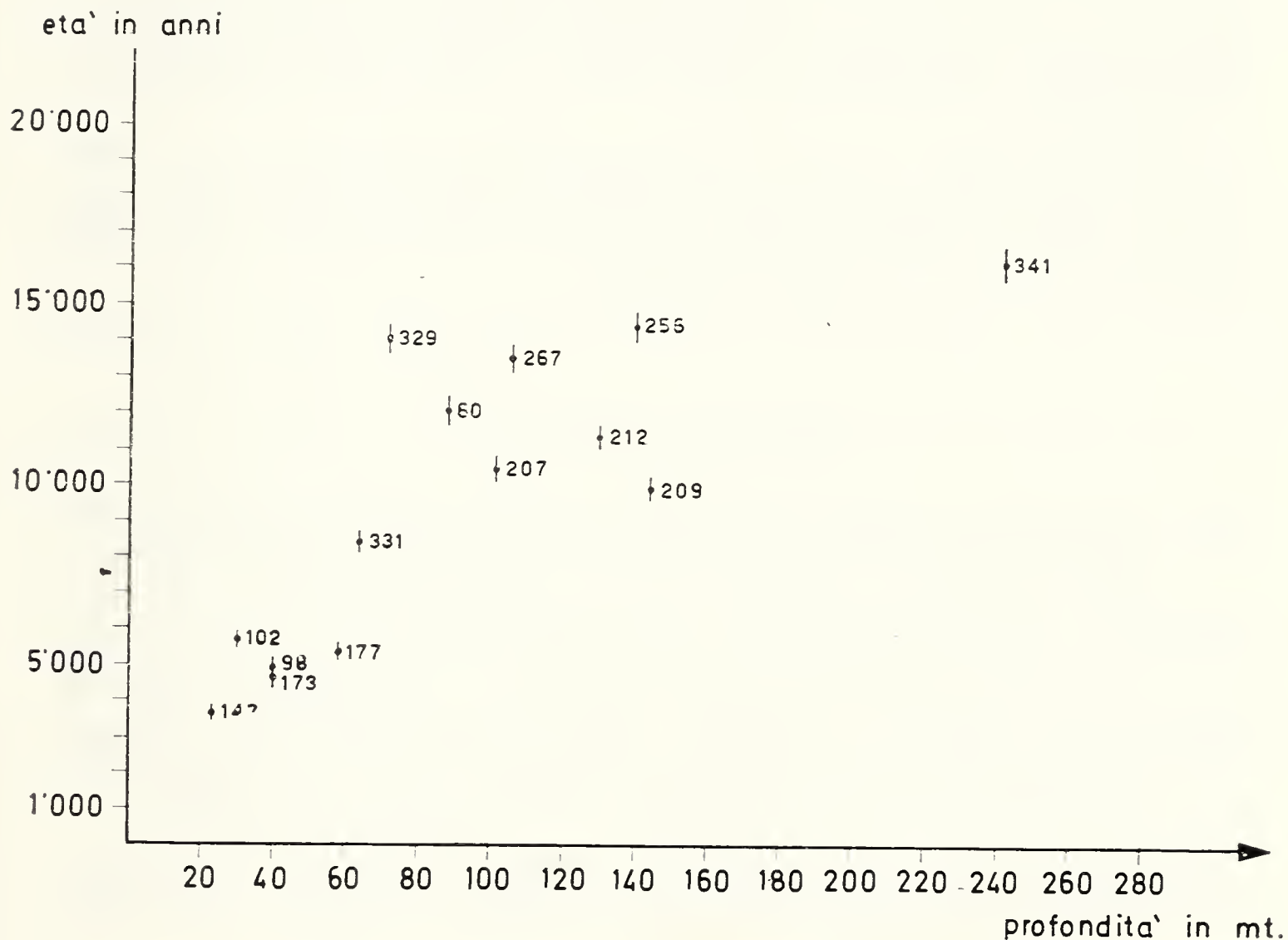



Fig. 2. — Relazione tra l'età e la profondità nei campioni esaminiati.

a) un progressivo costante invecchiamento dei campioni coincidente con l'arretramento medio della linea di costa nel periodo di tempo in esame;

b) una velocità di innalzamento del mare progressivamente decrescente che appare in buon accordo con quella proposta da CURRAY, SHEPARD, ERIKSSON, GUILCHER (loci citati) nel considerare eustatismo generale degli ultimi 200.000 anni.

Per queste considerazioni si ritiene che i dati analizzati nella presente nota possano fornire utili indicazioni generali a complemento delle ipotesi più accreditate sulla variazione globale del livello del mare Adriatico durante la trasgressione flandriana.

Ringraziamenti.

La parte sperimentale è stata eseguita presso il « La Jolla Radiocarbon Laboratory » della Università di California durante uno stage annuale di uno di noi (B. P.) presso i vari dipartimenti dello « Scripps Institution of Oceanography » usufruendo di una borsa di studio NATO conferita dal C.N.R. italiano.

Gli Autori esprimono il loro ringraziamento al Prof. H. E. Suess, direttore del Laboratorio, per la gentile collaborazione e ai Proff. G. S. Bien e C. L. Hubbs, responsabili delle misure, per i dati messi a disposizione nonchè per le utili comunicazioni personali.

BIBLIOGRAFIA

ASCOLI P. (1965) - Crociera talassografica adriatica 1955. VI: Ricerche ecologiche sugli ostracodi contenuti in 16 carote prelevate sul fondo del Mare Adriatico. - Archivio Ocean. e Limm. *14*, 69-137.

BOTTEMA S. e VAN STRAATEN L. M. J. U. (1966) - Malacology and Palynology of two cores from the Adriatic Sea floor. - Marine Geol. *4*, 553-564.

BRAMBATI A. e VENZO G. A. (1967) - Recent sedimentation in the northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. - Riv. Studi Trientini Sc. Nat. - Sez. A, *54*, n. 2, 202-274.

CHIERICI M. A., BUSI M. T. e CITA M. B. (1962) - Contribution à une étude écologique des foraminifères dans la Mer Adriatique. - Rev. Micropaléontol., *5*, 123-142.

CITA M. B. e CHIERICI M. A. (1962) - Crociera talassografica adriatica 1955. V: Ricerche sui foraminiferi contenuti in 18 carote prelevate sul fondo Mare Adriatico. - Archivio Ocean. Limm., *12*, 297-359.

CITA M. B. e D'ONOFRIO S. (1966) - Climatic fluctuation in submarine cores from the Adriatic Sea (Mediterranean). - Progress in Oceanography, *4*, 161-178.

COHEN C. L. D. (1965) - Coccoliths and Discoasters from Adriatic bottom sediments. - Leidse Geol. Medelingen, *35*, 1-44.

CURRAY J. R. (1961) - Late Quaternary sea level: a discussion. - Geol. Soc. Am. Bull *72*, 1707-1712.

CURRAY J. R. (1964) - Transgression and Regression - from « Papers in Marine Geology: Shepard Commemorative Volume », ed. by R. L. Miller, The Macmillian Company, N. Y.

D'ARRIGO A. (1936) - Ricerche sul regime dei litorali nel Mediterraneo. C.N.R. (Comit. per la Geografia - Comit. per l'Ingegneria), *14*, 115 p.

ERIKSSON K. G. (1965) - Reports of the Swedish deep-sea expedition. - VII, n. 7, 397-588.

FITTING J. E. (1965) - Chemical isolation of radioactive elements in archaeological and paleontological material. In « Studies in the natural radioactivity of prehistoiric materials ». - Anthropol. Pap. Mus. Anthropol., Univ. Michigan, n. 25, 89-92.

GUILCHER A. (1969) - Pleistocene and Holocene Sea Level Changes. - Earth-Sci. Rev, *5*, 69-67.

HUBBS C. L. e BIEN G. S. (1967) - La Jolla Natural Radiocarbon Measurements. - Radiocarbon, *2*, 261-294.

LIBBY W. F. (1955) - Radiocarbon dating. - 2d ed.: Chicago Univ., Chicago Press, *IX*, 175 p.

MOSETTI F. (1966) - Morfologia dell'Adriatico Settentrionale. - Boll. Geofis. Teor. Appl., *8*, 138-150.

MOSETTI F. (1967) - Caratteristiche idrologiche dell'Adriatico Settentrionale. - Atti Ist. Veneto Sci. Lett. Arti, *125*, 147-175.

OLIVIERI R. (1963) - Rapporti quantitativi fra i Foraminiferi recenti delle spaggie di Rimini, Porto Corsini e Lido di Venezia. - Boll. Soc. Paleont. It., *2*, n. 2, 94-108.

OLSSON I. U. (1968) - Modern aspects of radiocarbon datings. - Earth-Sci. Rev., *4*, 203-218.

OLSSON I. U., ERIKSSON K. G. (1965) - Remarks on C^{14} dating of Shell material in sea sediments. - Da « Progress in Oceanography », *3*, Pergamon Press (London).

PIGORINI B. (1967 a) - Provenienza e dispersione dei sedimenti recenti del Mare Adriatico. - Rend. Soc. Miner. Ital. (Riassunto), *23*, 505-507.

PIGORINI B. (1967 b) - Aspetti sedimentologici del Mare Adriatico. - Mem. Soc. Ital. di Sc. Naturali, *XVI*, Fasc. III, 131-200.

PIGORINI B. (1968) - Sources and dispersion of recent sediments of the Adriatic Sea. - Marine Geol., *6*, 187-229.

PIGORINI B. (1969) - Provenance et dispersion des sédiments récents de la mer Adriatique. - Rapp. Comm. int. Mer Médit, *19*, 4, 633-635.

Sackett W. M. e Thomson R. R. (1963) - Isotopic organic carbon composition of recent continental derived clastic sediments of eastern gulf coast, Gulf of Mexico. - Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists, *47*, n. 3, 525-531.

Shepard F. P. (1963) - Thirty-five thousand years of Sea level. - Da Essays in Marine Geology in honor of K. O. Emmery, 1-10.

Shotton F. W. (1966) - The Problems and contribution of methods of absolute dating within the Pleistocene period. - Q. Jl. Geol. Soc., *122*, 357-383.

Suess H. E. (1954) - Natural radiocarbon measurements by acetylene counting. - Science, *120*, 5-7.

Van Straaten L. M. J. U. (1964) - Turbidite sediments in the south-eastern Adriatic Sea. - In.: A. H. Bouma e Brouwer (Editori) Turbidites. Elsevier, Amsterdam, *3*, 142-147.

Van Straaten L. M. J. U. (1965) - Sedimentation in the north-western part of the Adriatic Sea. - Proc. Colston Res. Soc., *17*, 143-162.

Van Straaten L. M. J. U. (1966) - Micro-malacological investigation of 2 cores from southeastern Adriatic Sea. - Proc. Koninol-Nederl. Akad. Van Wetenshappen, *69*, 429-445.

Van Straaten L. M. J. U. (1967 a) - Turbidites, ash layers and shell beds n the bethyal zone of southeastern Adriatic Sea. - Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamique, *2*, 219-240.

Van Straaten L. M. J. U. (1967 b) - Solution of aragonite in a core from the southeastern Adriatic Sea. - Marine Geology, *5*, 241-248.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 485-490 15-XII-1969

ALESSANDRO CODA & ANTONIO DELLA GIUSTA (*)

LE DEVIAZIONI STANDARD NELL'ANALISI DELL'ELLISSOIDE DI VIBRAZIONE TERMICA

Riassunto. — Viene formulato un metodo analitico per il calcolo delle varianze dei parametri dell'ellissoide di vibrazione termica ottenuto per un atomo nel raffinamento anisotropo delle strutture cristalline. Si sottolinea l'importanza che riveste il corredare ogni raffinamento anisotropo con i valori di queste varianze.

Abstract. — *The Standard Deviations of the Thermal Vibration Ellipsoid Parameters.*
The formulas for the computation of the variances of the thermal ellipsoid parameters are given. The importance of quoting these values in the anisotropic refinement of the crystal structures is stressed.

Introduzione.

In una precedente Nota di metodologia cristallografica (A. CODA, 1966), alla quale si rinvia per la simboleggiatura usata, è stato presentato in una forma adatta alla programmazione il calcolo — nel caso triclino — delle dimensioni e dell'orientamento dell'ellissoide di vibrazione termica di un atomo. Tale elaborazione ha lo scopo di rendere esplicite le grandezze che presentano un più evidente significato fisico.

I dati di partenza sono i coefficienti B_{jk} del vettore $\mathbf{B}'$ ($'$: operatore di trasposizione):

$$\mathbf{B}' = (B_{11}\ B_{22}\ B_{33}\ B_{12}\ B_{13}\ B_{23}) = (B_1\ B_2\ B_3\ B_4\ B_5\ B_6) \qquad (1)$$

(*) Istituto di Mineralogia dell'Università di Pavia e Istituto di Mineralogia dell'Università di Genova.

Tali coefficienti sono i parametri direttamente elaborati nel processo di raffinamento anisotropo delle strutture cristalline. Insieme ai coefficienti B_{jk} vengono comunemente determinate nel raffinamento anche le loro deviazioni standard, che raggruppiamo nella matrice diagonale $\mathbf{S}$ (suggeriamo questa notazione la cui utilità sarà evidente fra poco):

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} \sigma_{B_1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{B_2} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{pmatrix}$$

Non occorre sottolineare la convenienza di esprimere gli errori non sotto questa forma, ma piuttosto come varianze dei parametri il cui significato fisico si è detto più immediato: moduli dei semiassi e loro coseni direttori rispetto alla terna cristallografica. Sia $\mathbf{U}$ il vettore che ha per coefficienti i valori di questi parametri:

$$\mathbf{U} = (u_1\ u_2\ u_3\ A_1\ A_2\ A_3\ B_1\ B_2\ B_3\ C_1\ C_2\ C_3) = (U_1\ U_2\ U_3 \ldots U_{12}) \quad (2)$$

in cui u_i è il modulo in $Å^2$ del semiasse i e A_i, B_i, C_i sono i coseni direttori dello stesso riferiti agli assi cristallografici rispettivamente a, b, c. Le corrispondenti varianze sono $\sigma^2_{U_j} = \sigma^2_{U_1}, \sigma^2_{U_2} \ldots, \sigma^2_{U_{12}}$.

Si è notato che spesso in letteratura questi errori non vengono riportati. Tale procedura è fuorviante quando vengono invece forniti i parametri fisici degli ellissoidi, perchè si finisce per dare a questi un rilievo che sarebbe notevolmente compromesso dalla conoscenza degli errori, talvolta enormi, che li caratterizzano; in altri termini, l'omissione degli errori porta a mascherare il significato fisico, spesso molto scarso, che hanno tali parametri.

In questa Nota viene descritto il metodo di calcolo analitico dei $\sigma^2_{U_j}$ a partire da $\mathbf{S}$, come alternativa ai metodi di approssimazione numerica usati finora in letteratura.

Viene adottata la notazione matriciale non solo perchè più elegante, ma anche perchè ogni operazione fra matrici è già codificata come sottoprogramma nelle biblioteche dei Centri di Calcolo. Si adotterà il simbolo $\mathbf{M}_j$ per indicare il vettore ottenuto estraendo l'j-esima riga della matrice $\mathbf{M}$.

Posizione del problema.

Se indichiamo con $\mathbf{D}$ la matrice jacobiana:

$$\mathbf{D} = \frac{(\partial \mathbf{U})}{(\partial \mathbf{B})}$$

e con $\mathbf{R}$ la matrice di correlazione fra i parametri U, generalmente ottenuta dopo la conclusione del raffinamento con i minimi quadrati, si può scrivere:

$$\sigma^2_{U_j} = \mathbf{D}_j \, \mathbf{S} \, \mathbf{R} \, \mathbf{S} \, \mathbf{D}_j'$$

in cui $\mathbf{D}_j'$ è ottenuto da $\mathbf{D}_j$ per trasposizione. Il problema si riduce dunque a quello di determinare i coefficienti della matrice $\mathbf{D}$.

Determinazione dei coefficienti di $\mathbf{D}$.

La matrice jacobiana $\mathbf{D}$ ha come coefficienti le derivate parziali:

$$D_{r,s} = \frac{\partial U_r}{\partial B_s}$$

in cui $r = 1, 2, \ldots, 12$ e $s = 1, 2, \ldots, 6$; si tratta quindi di una matrice con 12 righe e 6 colonne.

Il calcolo delle derivate parziali $D_{r,s}$ sarebbe assai facile se si conoscessero in forma esplicita le 12 funzioni:

$$U_r = U_r(B_1, B_2, \ldots, B_6).$$

In realtà si possono scrivere in forma esplicita solo le sei funzioni inverse:

$$B_s = B_s(U_1, U_2, \ldots, U_{12}) \tag{3}$$

Per calcolare le derivate parziali $D_{r,s}$ conviene scrivere in un primo tempo le (3) in forma implicita (le sei funzioni f_s così ottenute vengono elencate nel successivo paragrafo) e differenziare rispetto a tutte le variabili B_s e U_r le funzioni f_s:

$$f_s = B_s - B_s(U_1, U_2, \ldots, U_{12}) \tag{4}$$

$$d f_s = d B_s - \sum_{r=1,12} \frac{\partial f_s}{\partial U_r} d U_r = 0 \tag{5}$$

Alle sei funzioni implicite (4) se ne possono aggiungere altre sei che corrispondono a quelle relazioni fra i parametri U_r che, aggiunte alle (4), permettono di ricavare univocamente tutti i 12 parametri U_r in funzione dei 6 parametri B_s. Queste funzioni implicite, che indichiamo con $f_S = f_7, f_8, \ldots, f_{12}$, vengono elencate assieme alle (4) nel successivo paragrafo. Differenziando anche le funzioni f_S (che dipendono soltanto dagli U_r e non dai B_s) si ottengono altre sei equazioni:

$$d f_s = \sum_{r=1.12} \frac{\partial f_s}{\partial U_r} d U_r = 0 \qquad (6)$$

Le (5) e le (6) costituiscono nel loro insieme un sistema con 12 equazioni lineari e 12 incognite dU_r che si può risolvere in funzione dei sei differenziali dB_s. Le 12 soluzioni si possono scrivere in questa forma:

$$d U_r = K_{r,1} d B_1 + K_{r,2} d B_2 + \ldots\ldots + K_{r,6} d B_6 \qquad (7)$$

da cui risulta:

$$K_{r,s} = \frac{\partial U_r}{\partial B_s} = D_{r,s} \qquad (8)$$

e quindi la risoluzione del sistema fornisce i coefficienti della matrice jacobiana $\mathbf{D}$.

Chiamiamo ora $\mathbf{C}$ la matrice dei coefficienti e $\mathbf{N}$ il vettore dei termini noti ricavati dal sistema sopra definito:

$$\mathbf{N}' = (d B_1 \; d B_2 \; d B_3 \ldots d B_6 \; 0 \; 0 \; 0 \; 0 \; 0 \; 0) \qquad (9)$$

Il prodotto $\mathbf{C}^{-1} \mathbf{N}$ fornisce il vettore delle soluzioni (7); la riga r-ma di questo vettore è cioè il termine dU_r. Ciò significa pure che la matrice $\mathbf{C}^{-1}$ contiene tra i coefficienti già le derivate $D_{r,s}$ (8) che interessa calcolare; e precisamente, osservando che gli ultimi sei coefficienti di (9) sono nulli, e confrontando con (7), si deduce che $\mathbf{D}$ è la matrice ottenuta da $\mathbf{C}^{-1}$ eliminando le sue ultime sei colonne.

Elenco delle funzioni implicite.

La corrispondenza con i simboli usati altrove nella presente Nota si desume da (1) e (2). Gli asterischi indicano coseni direttori riferiti alla terna di assi reciproci. Il simbolo Σ sta per $\sum_{i=1,2,3}$.

I puntini sostituiscono le formule che si ricavano per analogia.

$$f_1 = B_{11} - \Sigma u_i A_i^{*2} = 0$$

. . . .

. . . .

$$f_4 = B_{12} - 2 \Sigma u_i A_i^* B_i^* = 0$$

. . . .

. . . .

$$f_7 = \Sigma A_i^2 - 1 = 0$$

. . . .

. . . .

$$f_{10} = \Sigma A_i B_i - \cos \gamma = 0$$

. . . .

. . . .

In (5) occorrono le derivate parziali delle funzioni f rispetto ai coseni direttori riferiti agli assi cristallografici e non agli assi reciproci; nel caso delle prime sei funzioni (10) occorre quindi usare le formule di trasformazione:

$$\begin{pmatrix} A_i^* \\ B_i^* \\ C_i^* \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_i \\ B_i \\ C_i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \operatorname{cosec} \beta^* \operatorname{cosec} \gamma & \operatorname{cotg} \gamma^* \operatorname{cosec} \alpha & \operatorname{cotg} \beta^* \operatorname{cosec} \alpha \\ \operatorname{cotg} \gamma^* \operatorname{cosec} \beta & \operatorname{cosec} \alpha \operatorname{cosec} \gamma^* & \operatorname{cotg} \alpha^* \operatorname{cosec} \beta \\ \operatorname{cotg} \beta^* \operatorname{cosec} \gamma & \operatorname{cosec} \gamma \operatorname{cotg} \alpha^* & \operatorname{cosec} \alpha^* \operatorname{cosec} \beta \end{pmatrix}$$

Posizioni speciali.

Nel caso di atomi su posizioni speciali possono esistere delle relazioni fra alcuni coefficienti B_s, e quindi fra le corrispondenti deviazioni standard, oppure alcune deviazioni standard possono essere nulle. Analoghe situazioni si verificano di conseguenza fra una parte dei coefficienti U_r. In questi casi alcune delle relazioni (10) non devono essere più prese in considerazione, perchè equivalenti ad altre o perchè comprendono solo parametri non affetti da errore. In definitiva il sistema costituito dalle (5) e dalle (6) si riduce di un certo numero di equazioni e di altrettante incognite. L'analisi delle posizioni speciali è compresa nel programma di calcolo attualmente in elaborazione.

Considerazioni finali.

La formula della propagazione degli errori universalmente adottata deriva da uno sviluppo in serie troncato alle derivate prime: questa formula è valida nella condizione quasi sempre soddisfatta di errori non eccessivamente elevati. Spesso le deviazioni standard dei termini B_{jk} sono invece molto grandi, e in tali condizioni le derivate di ordine superiore potrebbero non essere più trascurabili. In questi casi i valori ricavati con la formula usuale devono essere considerati solo come indicativi, e di ciò bisogna tener conto prima di trarre delle conclusioni dai risultati.

BIBLIOGRAFIA

CODA A., 1966 - Un programma per l'analisi dell'ellissoide di vibrazione termica. *Ric. sci.*, *36*, 388-392.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 491-510 15-XII-1969

Alessandro Coda (*)

LE DISTANZE SILICIO-OSSIGENO IN ALCUNI SILICATI RECENTEMENTE STUDIATI

Riassunto. — Sono state passate in rassegna le strutture dei silicati studiati negli anni recenti nell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Pavia (asbecasite, taramellite, krauskopfite, melifanite, leucofanite, aminoffite, macdonaldite, bavenite, nettunite) esaminando alla luce della regola delle valenze elettrostatiche di Pauling-Zachariasen e della ipotesi di Cruickshank del legame π *d-p* le distanze e gli angoli di legame implicanti gli atomi di silicio. I dati sperimentali non sono in contraddizione con la regola e l'ipotesi accennate.

Abstract. — *The Si—O Distances in Some Recently Studied Silicates.*

The crystal structures of the silicates recently studied in the Mineralogical Institute of the University of Pavia (asbecasite, taramellite, krauskopfite, meliphanite, leucophanite, aminoffite, macdonaldite, bavenite, neptunite) are discussed on the basis of the Pauling-Zachariasen rule and of the $d\pi$-$p\pi$ bonding hypothesis put forward by Cruickshank. The experimental data are not in disagreement with the above rule and hypothesis. The average Si—O bond lengths in Å for the shared and unshared oxygen atoms are: 1.65, 1.58 (*asbecasite*); 1.67, 1.63 (*taramellite*); 1.64, 1.61 (*krauskopfite*); 1.66, 1.66 (*meliphanite*); 1.65, 1.60 (*leucophanite*); 1.65, 1.63 (*aminoffite*); 1.62, 1.58 (*macdonaldite*); 1.63, 1.59 (*bavenite*); 1.64, 1.61 (*neptunite*).

When in a given structure different Si—Ô—Si angles are found, the average Si—O(Si) distances are shorter for the largest angles; see, for example, the correlation between the Si—Ô—Si angles and the average Si—O(Si) bond length in *taramellite*: 160°-1.61 Å; 131°-1.68 Å; 127°-1.67 Å; and in *bavenite*: 141°-1.61 Å; 136°-1.62 Å; 116°-1.67 Å.

The general agreement is poor for *meliphanite* and *neptunite*, but the refinement of these crystal structures is not complete.

(*) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Pavia.

Introduzione.

Con la presente Nota s' intende portare a termine un esame consuntivo dei silicati le cui strutture cristalline sono state studiate negli anni recenti nel nostro Istituto, rassegna che è stata iniziata altrove (A. CODA, 1969) prendendo in esame la classificazione cristallochimica degli stessi silicati e gli aspetti geometrici dei loro edifici cristallini. In questa Nota si concentrerà invece l'attenzione sulle distanze e sugli angoli di legame, in particolare su quelli in cui sono implicati gli atomi di silicio.

Nello studio strutturale dei silicati, almeno fino al recente passato, molti ricercatori si sono accontentati dell' immagine semplificata di un tetraedro SiO_4 (omettiamo le valenze per brevità), in cui i quattro legami Si—O sono praticamente equivalenti, ponendo invece l'accento sul concatenamento dei tetraedri e sulla determinazione dell' impalcatura cristallina generale. L'analisi della struttura dell'unità fondamentale dei silicati, il tetraedro SiO_4, merita invece un esame accurato; la percentuale di legame ionico della coppia Si—O è dell'ordine del 50%, e ciò può far già sospettare che la lunghezza di questo legame possa essere variabile, più elastica, per esempio, di quanto non avvenga per il carbonio, omologo inferiore del silicio nello stesso gruppo del sistema periodico.

Naturalmente ci sono dei motivi oggettivi che spiegano le scarse conoscenze sul legame Si—O e la riluttanza da parte di alcuni ricercatori a discutere i risultati ottenuti dai silicati da loro studiati, generalizzandone le conclusioni. Da una parte la teoria della valenza non è ancora in grado di chiarire a fondo la natura dei legami che intervengono nei silicati, per la straordinaria complessità dei calcoli che vi sono implicati; d'altro canto, i dati sperimentali relativi ai silicati sono spesso affetti da notevoli errori, per esempio a causa delle sostituzioni isomorfe così frequenti nei minerali.

Tuttavia, via via che si sono andati accumulando nuovi dati, sempre più accurati, relativi anche a composti sintetici puri, è diventato sempre più evidente che è notevolmente ampia la varietà di distanze silicio-ossigeno possibili, talvolta molto diverse anche nell'ambito di una stessa unità tetraedrica. Alla luce del-

l'attuale esperienza esse si collocano fra 1,55 e 1,68 Å, con un valore medio di circa 1,62 Å. L'ampiezza di questo intervallo è ben maggiore di quello delle deviazioni standard normalmente riscontrate.

In genere queste distanze risultano conformi alla regola delle valenze elettrostatiche di Pauling-Zachariasen (una distanza X—O risulta più corta quando la somma delle valenze elettrostatiche affluenti su un determinato ossigeno è minore di 2, e più lunga in caso contrario).

Rimane tuttavia ancora aperto il problema delle strutture elettroniche di sistemi silicio-ossigeno aventi lunghezze tanto diverse. D. W. J. Cruickshank, che ha potentemente contribuito a impostare la risoluzione del problema, afferma che è « assai difficile fornire meccanismi convincenti per questa variabilità delle lunghezze di legame, meccanismi che potrebbero essere, ad esempio, la sovrapposizione π, un carattere ionico variabile del legame, un aumento del carattere *s* dei legami σ » (*comunicazione privata*).

Una rassegna assai completa dei meccanismi elettronici possibili viene riportata in un recente articolo di G. E. Brown e Coll. (1969). In quanto segue verrà soltanto presa in esame l' ipotesi di Cruickshank che, a nostro parere, costituirà probabilmente la base di ogni ulteriore approfondimento.

L' ipotesi di Cruickshank.

Nella tab. 1 sono mostrati, per i quattro gruppi tetraedrici $XO_4 = SiO_4$, PO_4, SO_4, ClO_4, le distanze di legame medie X—O paragonate con i valori teorici relativi al legame singolo calcolati con l'equazione di Schomaker-Stevenson (D. W. J. Cruickshank, 1961).

Tabella 1. — *Distanze di legame X—O in Å nei tetraedri XO_4.*

Tipo di legame	Si—O	P—O	S—O	Cl—O
Valore calcolato per il legame singolo	1,76	1,71	1,69	1,68
Valore medio osservato	1,62	1,54	1,49	1,46
Integrale di sovrapposizione π *d-p*	0,33	0,46	0,52	0,57

La contrazione dei valori osservati rispetto a quelli calcolati per i legami singoli può essere spiegata, secondo Cruickshank, con l' instaurarsi di un parziale doppio legame π fra gli orbitali d vuoti dell'atomo X e gli orbitali p con doppietti normalmente solitari degli atomi di ossigeno. In seguito a considerazioni di teoria dei gruppi che correggono o migliorano quelle di precedenti ricercatori, Cruickshank ha messo in evidenza che soltanto due dei cinque orbitali d di ogni atomo X possono formare intensi legami π con i due orbitali p di ciascuno degli atomi d'ossigeno ad esso collegati; gli altri tre possono soltanto dar luogo a debole sovrapposizione (Cotton & Wilkinson, 1966). E' significativo come la « contrazione » del valore sperimentale aumenti con l'aumentare dell' integrale di sovrapposizione, ottenuto per calcolo (tab. 1).

Se queste considerazioni sono valide, in uno stesso tetraedro XO_4 si dovrebbero avere distanze diverse se sono diversi gli ordini di legame π (si definisce come ordine di legame π fra X e O la probabilità di trovare un legame doppio d-p fra X e O). Riassumiamo a questo proposito alcuni dei punti-chiave della discussione originale di Cruickshank (1961), ricordando che questa è corredata da una ricchissima collezione di esempi e dati sperimentali, ben più ampia di quanto non potrebbe apparire dalle righe successive. Una discussione di questo tipo richiede la conoscenza molto accurata delle distanze di legame, cosa che spesso avviene per i solfati e i fosfati, meno frequentemente per i silicati; questo è il motivo per cui i fondamenti sperimentali della teoria sono posti piuttosto sui solfati e i fosfati che sui silicati.

In un gruppo SO_4 isolato l'ordine π di ogni legame S—O è $\frac{1}{4} + \frac{1}{4} = 0,5$ e le quattro distanze S—O devono essere uguali.

In uno ione etilsolfato uno dei due orbitali p dell'ossigeno viene condiviso con un carbonio e perciò viene sottratto all'orbitale molecolare p-d con lo zolfo. L'altro orbitale, p', normale al piano degli atomi considerati, viene invece normalmente condiviso. L'ordine π per il legame S—O(C) è 0,25 e quindi quello per ciascuno degli altri tre legami equivalenti S—O è (2—0,25):3=0,58. Lo squilibrio fra gli ordini di legame si manifesta nettamente nelle distanze S—O i cui valori sperimentali nell'etilsolfato di potassio sono rispettivamente 1,603 (7) Å per S—O(C) e 1,464 (4) Å per le altre tre (fra parentesi le deviazioni standard). Se, rima-

nendo nell'ambito di una discussione qualitativa, si postula una relazione lineare fra contrazione e ordine di legame π, si trovano rispettivamente i valori teorici 1,59 e 1,46 Å per ordini di legame 0,25 e 0,58 rispettivamente, e si ha pertanto un ottimo accordo con i dati sperimentali.

Consideriamo ora lo ione pirosolforico, in cui il fenomeno della differenza fra le lunghezze X—O in uno stesso tetraedro dovrebbe essere più radicale. Infatti il sistema che usa gli orbitali *p* dell'ossigeno normali all'angolo S—O—S può estendersi da un capo all'altro dello ione; l'altro sistema non può farlo, perchè l'angolo S—Ô—S è di circa 120°, e risulta diviso in due metà, fornendo un contributo 1/3 all'ordine di legame π relativo ai soli ossigeni non condivisi. Una semplice discussione delle possibili forme in risonanza mostra che l'ordine π per le distanze Si—O relative agli ossigeni non condivisi è 0,6 mentre per gli ossigeni condivisi è notevolmente basso: 0,2. E infatti nel pirosolfato di potassio le distanze sperimentali S—O(S) sono notevolmente alte: 1,645 (5) Å — valore assai vicino a quello del legame singolo teorico, tab. 1 — mentre le altre distanze S—O sono corte: 1,437 (4) Å. I valori teorici previsti, sempre con l'approssimazione lineare, sono 1,61 e 1,45 Å.

Un esame comparato delle strutture dei solfati determinate in modo accurato permette di costruire un diagramma delle distanze S—O sperimentali in funzione dell'ordine π; la correlazione corrisponde bene all' approssimazione lineare (CRUICKSHANK, 1961).

Applicazioni ai silicati.

Prima di ricordare alcune importanti verifiche dell' ipotesi nel campo dei silicati è opportuno esaminare brevemente, per motivi che presto appariranno chiari, i legami P—O in due fasi dell'anidride fosforica P_4O_{10} (CRUICKSHANK, 1961). In una fase si ha una struttura molecolare in cui alcuni ossigeni sono esclusivamente legati a un atomo di fosforo, altri sono condivisi fra due atomi P; le distanze P—O(P) riscontrate sperimentalmente sono di 1,60 (2) Å, le altre distanze P—O di 1,40 (2) Å, in ottimo accordo con le previsioni teoriche e analogamente al caso già esaminato dello ione etilsolforico (l'angolo P—Ô—P è di circa 124°).

Esiste un'altra fase di P_4O_{10}, con struttura a strati; a causa del collegamento a strati, l'angolo P—Ô—P, per motivi sterici, diventa più elevato: in media 145°. Per effetto di questa apertura dell'angolo viene favorita la possibilità che anche l'orbitale *p* giacente nel piano dell'angolo possa dare un sistema *p-d* che si estenda da un atomo di fosforo all'altro, analogamente — anche se in misura minore — all'orbitale *p* normale al piano dell'angolo (al limite, se il sistema P—O—P fosse lineare, entrambi gli orbitali *p* dell'ossigeno creerebbero con quelli del fosforo un unico sistema risonante). E' quindi ovvio che con l'aumentare dell'angolo P—Ô—P, e, in generale, X—Ô—X, aumenta per l'ossigeno condiviso il carattere π del legame P—O (X—O), e la differenza fra le distanze P—O (X—O) dovrebbe attenuarsi. Nella fase P_4O_{10} con struttura a strati sono state determinate queste distanze: 1,56 (2) Å per i legami P—O(P); 1,49 (2) Å per i legami P—O corrispondenti a ossigeni non condivisi.

Queste considerazioni sono della massima importanza nei silicati, per i quali gli angoli Si—Ô—Si possono anche essere molto elevati, fino a 180°. Questa apertura è probabilmente dovuta al fatto che, non essendo il gruppo SiO_4 molto elettronegativo, esso presenta una carica effettiva bassa, per cui intreccia con i cationi presenti nell' impalcatura cristallina dei legami che sono parzialmente covalenti, in misura crescente con il diminuire del carattere elettropositivo dei cationi considerati. Tipico è l'esempio della thortveitite in cui vi può essere un angolo Si—Ô—Si di 180° in presenza di un catione come lo scandio.

La relativa ampiezza e variabilità degli angoli Si—Ô—Si nei silicati riduce le differenze fra lunghezze dei legami condivisi e non condivisi: e infatti si ha una certa uniformità nelle distanze Si—O rispetto a quanto avviene nei solfati e nei fosfati; ciò non significa che il carattere di parziale doppio legame non sia presente, ma soltanto che esso deve essere invocato con maggior prudenza come mecanismo per spiegare le differenze di lunghezza dei legami Si—O in uno stesso composto.

La verifica dell' ipotesi di Cruickshank nel caso dei silicati è più difficile, per il motivo sopra accennato, per la contrazione Si—O meno vistosa che negli altri casi considerati in tab. 1 (a causa della minor sovrapposizione π *d-p*), e per la minor copia di dati sperimentali accurati. La maggior parte dei silicati stu-

diati sono costituiti da minerali, per i quali si ha spesso la complicazione di qualche sostituzione isomorfa. Per tutti questi motivi non ci si può aspettare una netta linearità fra ordine di legame π e contrazione del legame Si—O rispetto al valore relativo al legame semplice.

Alcune strutture cristalline di silicati per i quali era prevedibile una larga gamma di distanze Si—O diverse fra loro, sono state raffinate dallo stesso Cruickshank. Nel metasilicato di sodio (McDonald & Cruickshank, 1967) — si noti il catione fortemente elettropositivo — si riscontra un angolo Si—Ô—Si non molto elevato (circa 134°) e si può perciò presumere un ridotto carattere π dei legami relativi all'ossigeno condiviso; sono quindi prevedibili delle differenze particolarmente notevoli fra le distanze Si—O: 1,668(2) e 1,677 (2) Å per le distanze Si—O(Si) e 1,592 (2) Å per la distanza Si—O relativa all'ossigeno non condiviso. Nella struttura a strati dell'α—$Na_2Si_2O_5$ (Pant & Cruickshank, 1968) vi è un angolo Si—Ô—Si di 160° e uno di 139°: come nel caso della fase a strati di P_4O_{10}, un angolo, per ragioni steriche, risulta piuttosto elevato. Le distanze Si—O(Si) affluenti nell'angolo maggiore sono più corte — 1,609 (2) Å — delle distanze Si—O(Si) affluenti nell'angolo minore — 1,638 (2) e 1,643 (2) Å —, come ci si poteva aspettare; le distanze silicio-ossigeno non condiviso sono tutte di 1,578 (2) Å.

La struttura della datolite, con formula $CaBSiO_4(OH)$, pure raffinata da Pant e Cruickshank (1967), è particolarmente interessante e significativa. Si tratta di una struttura a strati tipo apofillite, con anelli di 4 e 8 tetraedri, e con gli atomi di boro che hanno una funzione analoga a quella del carbonio nell'etilsolfato di potassio, in quanto non presentano orbitali *d* disponibili. Poichè i legami B—O non possono avere carattere π, si dovrebbero trovare differenze molto accentuate fra le distanze Si—O relative a ossigeni rispettivamente condivisi e non condivisi. Nella tab. 2 sono riportati i principali risultati sperimentali: si notano gli scarti più notevoli mai riscontrati fra le distanze Si—O in una struttura determinata accuratamente. Si è di fronte a un caso tanto estremo che è dubbio se per questa struttura convenga parlare di unità strutturale SiO_4 o non piuttosto di un gruppo $(SiO)O_3$.

Tabella 2. — *Principali distanze e angoli di legame nella datolite* (da Pant & Cruickshank, 1967).

Si—O(1) (B)	1,67 (1) Å	Si—O(1)—B	121° (1°)
Si—O(2) (B)	1,68 (1) Å	Si—O(2)—B	121° (1°)
Si—O(3) (B)	1,65 (1) Å	Si—O(3)—B	132° (1°)
Si—O(4)	1,56 (1) Å		

Una delle proprietà più notevoli di questo silicato è che, pur trattandosi di una struttura a strati della famiglia strutturale dell'apofillite, non si ha praticamente sfaldatura basale, come se gli ossigeni non condivisi formassero con gli ioni calcio interstrato dei legami parzialmente covalenti.

Rassegna di alcuni silicati recentemente studiati.

Nel nostro Istituto sono state determinate negli anni recenti le strutture cristalline di vari silicati. Nel seguente paragrafo si riesamineranno i nostri dati sperimentali alla luce dell' ipotesi di Cruickshank e della regola di Pauling-Zachariasen, per verificare se essi presentano eventuali contraddizioni con le stesse. L'ordine in cui verranno esaminati i silicati è lo stesso adottato in un precedente articolo riguardante la loro classificazione cristallochimica (Coda, 1969), e al quale si rimanda per informazioni riguardanti la descrizione delle impalcature cristalline.

Asbecasite.

Nell'asbecasite (Cannillo, Giuseppetti & Tadini, 1969), con formula chimica Ca(Ti, Sn) $[As_3SiBeO_{10}]_2$, si ha un unico atomo di silicio indipendente, disposto su un asse ternario, legato tramite un ossigeno a un atomo di berillio pure disposto sull'asse ternario, e tramite altri tre ossigeni a tre atomi di arsenico equivalenti per simmetria.

Notevole in questa struttura è l'angolo Si—Ô—Be che è di 180°; per il legame Si—O(Be) si dovrebbe quindi avere una notevole sovrapposizione π. Si ha infatti una distanza Si—O notevolmente corta: 1,58 (1) Å.

Si potrebbe pensare che anche gli altri tre ossigeni siano da considerare come « non condivisi », in quanto si collegano con atomi di arsenico e non di silicio; ma, contrariamente al berillio, l'arsenico presenta degli orbitali *d* disponibili, e quindi gli ossigeni corrispondenti si possono considerare di tipo condiviso: le distanze sperimentali Si—O(As) sono lunghe: 1,65 (1) Å. Con un calcolo approssimato dell'ordine di legame ci si aspetterebbe uno scarto forse maggiore di quello esistente fra 1,58 e 1,65 Å. Si considerino però questi fatti: gli orbitali *d* dell'arsenico sono assai più diffusi di quelli del silicio e dovrebbero quindi dar luogo a una sovrapposizione *d-p* meno efficace; inoltre il gruppo implicato è AsO_3 e non AsO_4 e quindi il quarto « vertice » del tetraedro è occupato da un doppietto elettronico libero, rendendo l'arsenico meno elettron-accettore di quanto non ci si attenderebbe da un gruppo AsO_4.

Può essere significativo che si abbia As—O = 1,85 (1) Å per l'ossigeno legato al silicio tetraedrico e 1,76 (1) e 1,79 (1) Å per gli ossigeni legati ad atomi più elettropositivi.

Anche per il tetraedro BeO_4 si constata uno squilibrio fra le diverse distanze di legame: 1,53 (1) Å per Be—O(Si) e 1,67 (1) Å per le altre tre distanze equivalenti Be—O. Il meccanismo che si potrebbe invocare nel caso del berillio è quello di una forza di legame σ variabile, analogamente a quanto si verifica col boro nella datolite (PANT & CRUICKSHANK, 1967).

TABELLA 3. — *Asbecasite. Distanze di legame ordinate in relazione alla loro polarità elettrostatica* (valori in Å) (da CANNILLO, GIUSEPPETTI & TADINI, 1969).

	Atomi di ossigeno neutri, O(1) e O(2)		Atomo di ossigeno O(3), con eccesso di carica positiva		Atomo di ossigeno O(4), con difetto di carica positiva	
Ti	(6) TiO(1)	1,970 (6)				
Ca	(2) CaO(1)	2,433 (6)	(2) CaO(3)	2,471(7)		
	(2) CaO(2)	2,560 (7)				
	(2) CaO(2)'	2,435 (9)				
As	(1) AsO(1)	1,787 (7)	(1) AsO(3)	1,846(7)		
	(1) AsO(2)	1.757 (8)				
Be	(3) BeO(2)	1,668(12)			(1) BeO(4)	1,530(23)
Si			(3) SiO(3)	1,654(9)	(1) SiO(4)	1,580(13)

Lo schema delle valenze elettrostatiche dell'asbecasite in rapporto alle distanze di legame, è piuttosto interessante, e costituisce un ottimo esempio di applicazione della regola di Pauling-Zachariasen (tab. 3).

Taramellite.

La taramellite, con formula chimica

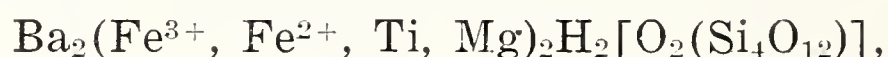
$$Ba_2(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti, Mg)_2H_2[O_2(Si_4O_{12})],$$

è un ciclosilicato la cui unità base è costituita da un anello di quattro tetraedri SiO_4 (MAZZI & ROSSI, 1965). Dalla tab. 4 risulta che le distanze medie per gli ossigeni condivisi (1,67 Å) e per quelli non condivisi (1,63 Å) concordano con le previsioni. La distanza più lunga (1,68 Å) appartiene al gruppo degli ossigeni condivisi, quella più corta (1,58 Å) a quello degli ossigeni non condivisi. La distanza più corta del primo gruppo corrisponde all'angolo più elevato (160,3°), che favorisce una più ampia sovrapposizione π.

TABELLA 4. — *Taramellite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio* (da MAZZI & ROSSI, 1965).

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
1 Si(1)—O(5)	1,68 (3)	1 Si(1)—O(6)	1,65 (3)
1 Si(1)—O(1)	1,64 (3)	1 Si(1)—O(7)	1,58 (3)
1 Si(2)—O(2)	1,67 (3)	1 Si(2)—O(8)	1,67 (3)
1 Si(2)—O(5)	1,68 (3)	1 Si(2)—O(9)	1,62 (3)
Media 1,67		Media 1,63	

Angoli	
Si(1)—O(1)—Si(1')	160° (2°)
Si(2)—O(2)—Si(2')	127° (2°)
Si(1)—O(5)—Si(2)	131° (2°)

Malgrado le deviazioni standard in questa struttura — la prima ad essere studiata nel nostro Istituto — siano relativamente alte, le previsioni sono in linea di massima rispettate.

Krauskopfite.

Nella krauskopfite, silicato con catene dalla formula chimica $Ba[Si_2O_4(OH)_2] \cdot 2H_2O$, troviamo un perfetto accordo con l' ipotesi (si noti che in questo caso le deviazioni standard ottenute per le distanze di legame sono soddisfacenti: 0,007 Å), come si osserva dalla tab. 5, tratta da CODA, DAL NEGRO, ROSSI (1967).

TABELLA. 5. — *Krauskopfite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio*
(da CODA, DAL NEGRO, ROSSI, 1967).

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
1 Si(1)—O(1)	1,633 (7)	1 Si(1)—O(2)	1,625 (7)
1 Si(1)—O(4)	1,634 (7)	1 Si(1)—O(3)	1,560 (7)
1 Si(2)—O(1)	1,631 (7)	1 Si(2)—O(5)	1,595 (7)
1 Si(2)—O(4)	1,654 (7)	1 Si(2)—O(6)	1,644 (7)
Media 1,638		Media 1,606	
Angoli			
Si(1)—O(1)—Si(2)	138° 5′ (24′)		
Si(1)—O(4)—Si(2)	131° 53′ (24′)		

La distanza più lunga (1,65 Å) appartiene al gruppo degli ossigeni condivisi, la più corta (1,56 Å) a quello degli ossigeni non condivisi. La media delle distanze Si—O(Si) è relativamente bassa (1,638 Å); la media è minore (1,632 Å) per l'angolo con ampiezza maggiore (138°), mentre per l'angolo con ampiezza minore (132°) si ha una media più elevata (1,644 Å), ciò che è coerente con una minor sovrapposizione π.

Per quanto riguarda gli ossigeni non condivisi si ritrovano distanze Si—O più lunghe (1,625 e 1,644 Å rispetto a 1,560 e 1.595 Å) per i due ossidrili, ciò che non deve meravigliare pensando alla elettronegatività dell' idrogeno, che è dello stesso ordine di grandezza di quella del carbonio (vedi discussione dello ione etilsolforico).

Se si esamina il bilancio delle valenze elettrostatiche, si constata un eccesso sensibile di polarità positiva (2/9) soltanto sugli

ossigeni O(1) e O(6); a carico del secondo si nota una delle distanze più lunghe (1,644 Å), anche se esso appartiene al gruppo degli ossigeni non condivisi.

Melifanite.

La melifanite, con formula $Ca(Na, Ca)[BeSi_2O_6F]$ appartiene alla famiglia strutturale della melilite, caratterizzata da strati singoli di anelli di cinque tetraedri (DAL NEGRO, ROSSI & UNGARETTI, 1967).

Per questa struttura non si constata un accordo soddisfacente con le previsioni di Cruickshank (tab. 6); la media delle distanze Si—O(Si) è maggiore della media delle altre distanze Si—O, ma in modo assolutamente non significativo. Si osservano comunque delle distanze Si—O maggiori di 1,70 Å, ciò che non può essere spiegato con la presenza di una piccola percentuale di alluminio (nell'analisi chimica vengono dati 1,87 atomi di silicio e 0,13 atomi di alluminio). Pertanto sembra che da questa determinazione strutturale, che richiede un ulteriore raffinamento, non sia possibile trarre alcuna considerazione nè a favore nè contro l' ipotesi di Cruickshank. Si coglie comunque l'occasione per ribadire che le sostituzioni isomorfe, specialmente quando è difficile stabilire la loro distribuzione nell' impalcatura cristallina, rendono assai difficile la verifica di ipotesi come quella di Cruickshank, perchè introducono nuovi « gradi di libertà » nel problema.

TABELLA 6. — *Melifanite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio* (da DAL NEGRO, ROSSI & UNGARETTI, 1967).

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
4 Si(1)—O(3)	1,729 (6)	4 Si(2)—O(2)	1,680 (6)
2 Si(3)—O(5)	1,681 (6)	2 Si(3)—O(4)	1,631 (6)
1 Si(4)—O(3)	1,643 (6)	1 Si(4)—O(1)	1,582 (6)
1 Si(4)—O(5)	1,598 (6)	1 Si(4)—O(6)	1,739 (6)
Media 1,663		Media 1,658	

Angoli		
Si(1)—O(3)—Si(4)	120°	(0,3°)
Si(3)—O(5)—Si(4)	122,5°	(0,3°)

Leucofanite.

La leucofanite, con formula chimica $CaNa[BeSi_2O_6F]$ appartiene alla stessa famiglia strutturale della melifanite (Cannillo, Giuseppetti & Tazzoli, 1967).

L'accordo con l'ipotesi è molto buono (tab. 7): *tutte* le distanze Si—O(Si) sono nettamente più lunghe delle altre distanze Si—O; la media delle prime è 1,653 e quella delle seconde 1,596 Å (le deviazioni standard sono dell'ordine di 0,015 Å). Gli angoli Si—Ô—Si sono piccoli (124°) e in accordo con ciò le distanze Si—O(Si) sono tutte relativamente lunghe, a indicare che per esse vi è sovrapposizione efficace π soltanto per uno degli orbitali *p*.

Tabella 7. — *Leucofanite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio*
(da Cannillo, Giuseppetti & Tazzoli, 1967)

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
1 Si(1)—O(3)	1,664 (14)	1 Si(1)—O(4)	1,615 (11)
1 Si(1)—O(6)	1,651 (13)	1 Si(1)—O(5)	1,605 (14)
1 Si(2)—O(3)	1,649 (15)	1 Si(2)—O(1)	1,607 (16)
1 Si(2)—O(6)	1,649 (13)	1 Si(2)—O(2)	1,556 (22)
Media 1,653		Media 1,596	
Angoli			
Si(1)—O(6)—Si(2)	124° (1°)		
Si(1)—O(3)—Si(2)	124° (1°)		

Gli ossigeni per i quali si verifica un lieve eccesso di carica positiva (1/6) sono O(3) e O(6) (entrambi sono ossigeni condivisi, per i quali, come è stato già osservato, le distanze sono più lunghe); fra gli ossigeni non condivisi, O(2) e O(4) presentano un lieve difetto di carica positiva (1/6): però soltanto O(2) è caratterizzato da una distanza Si—O nettamente minore delle altre (1,556 Å).

Aminoffite.

L'aminoffite, con formula chimica $Ca_3[(BeOH)_2Si_3O_{10}]$, appartiene a una propria famiglia strutturale, che presenta delle analogie con quella della melilite (Coda, Rossi & Ungaretti, 1967).

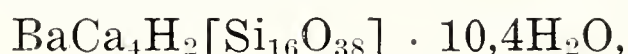
Le distanze Si—O (tab. 8) relative a ossigeni condivisi sono sempre significativamente più elevate delle altre (medie: 1,650 rispetto a 1,633 Å; deviazioni standard: 0,007 Å). Le seconde sono tuttavia più lunghe di quanto ci si potesse aspettare. Il piccolo angolo Si—Ô—Si favorisce lunghe distanze Si—O(Si), come infatti si verifica.

TABELLA 8. — *Aminoffite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio* (da CODA, ROSSI & UNGARETTI, 1967).

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
1 Si(1)—O(4)	1,648 (7)	1 Si(1)—O(1)	1,638 (7)
2 Si(2)—O(4)	1,653 (7)	1 Si(1)—O(2)	1,632 (7)
		1 Si(1)—O(6)	1,638 (7)
		2 Si(2)—O(3)	1,625 (7)
Media 1,650		Media 1,633	
Angoli			
Si(1)—O(4)—Si(2)	120° (30′)		

Macdonaldite.

La macdonaldite, con formula chimica

$$BaCa_4H_2[Si_{16}O_{38}] \cdot 10{,}4H_2O,$$

appartiene ai silicati caratterizzati da strati doppi di tetraedri (CANNILLO, ROSSI & UNGARETTI, 1968). Essa presenta (tab. 9) una gamma molto ampia di distanze Si—O relative a ossigeni condivisi, con una media di 1,619 Å rispetto a 1,577 Å per quelli non condivisi (deviazioni standard: 0,01 Å); soltanto una delle 13 distanze Si—O(Si) è notevolmente corta (1,57 Å), mentre tutte le altre distanze silicio-ossigeno non condiviso sono maggiori o uguali a 1,60 Å. Tutti gli angoli Si—Ô—Si sono piuttosto ampi, ciò che favorisce una notevole sovrapposizione π: si noti, infatti, che tutte le distanze Si—O(Si) sono relativamente corte rispetto alle analoghe riscontrate, per esempio, nella leucofanite o nell'aminoffite. L'angolo più elevato è di 170°, e ad esso corrisponde una media delle distanze Si—O di 1,60 Å.

Per quanto riguarda il bilancio delle valenze elettrostatiche, si osserva che O(4), O(8) e O(11) presentano un difetto di carica positiva (1,66; 1,66; 1,33 rispettivamente), mentre O(2) e O(3) ne presentano un eccesso (2,2 entrambi); i primi tre rappresentano la totalità degli ossigeni non condivisi, con distanze corte; gli altri due sono di « tipo condiviso », e presentano Si—O medio di 1,633 Å, più lungo della media Si—O riscontrata per gli ossigeni condivisi nel loro insieme (1,619 Å).

TABELLA 9. — *Macdonaldite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio* (da CANNILLO, ROSSI & UNGARETTI, 1968).

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
1 Si(1)—O(1)	1,61 (1)	1 Si(1)—O(4)	1,57 (1)
1 Si(1)—O(2)	1,65 (1)	1 Si(2)—O(8)	1,57 (1)
1 Si(1)—O(3)	1,63 (1)	1 Si(4)—O(11)	1,59 (1)
1 Si(2)—O(5)	1,63 (1)		
1 Si(2)—O(6)	1,63 (1)		
1 Si(2)—O(7)	1,62 (1)		
1 Si(3)—O(2)	1,62 (1)		
1 Si(3)—O(9)	1,57 (1)		
1 Si(3)—O(10)	1,62 (1)		
1 Si(3)—O(5)	1,60 (1)		
1 Si(4)—O(1)	1,62 (1)		
1 Si(4)—O(9)	1,63 (1)		
1 Si(4)—O(6)	1,62 (1)		
Media 1,619		Media 1,577	

Angoli	
Si(1)—O(1)—Si(4)	148,5° (30′)
Si(1)—O(2)—Si(3)	135,5° (30′)
Si(1)—O(3)—Si(1′)	144° (1°)
Si(2)—O(5)—Si(3)	137,5° (30′)
Si(2)—O(6)—Si(4)	141° (30′)
Si(3)—O(9)—Si(4)	170,5° (30′)
Si(3)—O(10)—Si(3′)	151° (1°)
Si(2)—O(7)—Si(2′)	147,5° (1°)

Bavenite.

Anche la bavenite, con formula $Ca_4[(BeOH)_2Al_2Si_9O_{26}]$, appartenente al tipo strutturale dei collegamenti tridimensionali di

tetraedri (CANNILLO, CODA & FAGNANI, 1966), concorda con le previsioni (tab. 10), come si deduce dalla distanza media Si—O(Si) di 1,633 Å rispetto alla media delle altre di 1,593 Å (deviazione standard media: 0,005 Å). Anche per i singoli tetraedri si nota che le previsioni che si possono fare secondo l' ipotesi di Cruickshank sono perfettamente verificate.

TABELLA 10. — *Bavenite. Distanza e angoli di legame relativi agli atomi di silicio*
(da CANNILLO, CODA & FAGNANI, 1966)

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
2 Si(1)—O(1)	1,650 (5)	2 Si(1)—O(9)	1,603 (5)
1 Si(3)—O(1)	1,684 (4)	1 Si(3)—O(3)	1,599 (5)
2 Si(5)—O(5)	1,604 (4)	2 Si(3)—O(2)	1,549 (5)
1 Si(6)—O(5)	1,616 (4)	2 Si(5)—O(4)	1,621 (5)
1 Si(6)—O(6)	1,608 (6)	1 Si(6)—O(7)	1,593 (5)
1 Si(6)—O(6′)	1,638 (6)		
Media 1,633		Media 1,593	
Angoli			
Si(1)—O(1)—Si(3)	116,3° (0,3°)		
Si(5)—O(5)—Si(6)	141,2° (0,4°)		
Si(6)—O(6)—Si(6′)	135,6° (0,6°)		

La distanza più corta, di 1,55 Å, è relativa all'ossigeno O(2) che rappresenta un « punto di rottura » del concatenamento tridimensionale di tetraedri: si tratta dell'unico ossigeno che presenti un sensibile difetto di carica positiva (1/3); anche O(7) presenta un lieve difetto di carica positiva (1/6).

E' molto interessante, nella bavenite, esaminare l'andamento delle distanze Si—O(Si) in funzione dell'angolo sotteso (tab. 11): con l'aumentare dell'angolo diminuisce la distanza media Si—O(Si), ciò che potrebbe indicare una crescente sovrapposizione π per l'orbitale p meno favorito.

TABELLA 11. — *Bavanite. Correlazione fra l'angolo Si—Ô—Si e la distanza media Si—O(Si)*

Angolo	*Distanze Si—O(Si)*	*Distanza media Si—O(Si)*
116°	1,650 - 1,684 Å	1,667 Å
136°	1,608 - 1,638 Å	1,623 Å
141°	1,604 - 1,616 Å	1,610 Å

Nettunite.

La nettunite, con formula chimica

$$LiNa_2K(Fe, Mg, Mn)_2(TiO)_2[Si_8O_{22}]$$

appartiene al tipo strutturale dei collegamenti tridimensionali di tetraedri (CANNILLO, MAZZI & ROSSI, 1966). Le previsioni (tab. 12)

TABELLA 12. — *Nettunite. Distanze e angoli di legame relativi agli atomi di silicio*
(da CANNILLO, MAZZI & ROSSI, 1966)

Distanze in Å (ossigeni condivisi)		*Distanze in Å* (ossigeni non condivisi)	
1 Si(1)—O(8)	1,623 (15)	1 Si(1)—O(7)	1,580 (12)
1 Si(1)—O(9)	1,597 (15)	1 Si(2)—O(2)	1,612 (9)
1 Si(1)—O(11)	1,608 (10)	1 Si(2)—O(10)	1,586 (11)
1 Si(2)—O(11)	1,671 (9)	1 Si(3)—O(5)	1,653 (12)
1 Si(2)—O(12)	1,678 (15)	1 Si(4)—O(1)	1,671 (13)
1 Si(3)—O(6)	1,600 (15)	1 Si(4)—O(3)	1,566 (21)
1 Si(3)—O(8)	1,625 (18)		
1 Si(3)—O(9)	1,672 (12)		
1 Si(4)—O(6)	1,666 (14)		
1 Si(4)—O(12)	1,618 (12)		
Media 1,636		Media 1,611	

Angoli	
Si(1)—O(11)—Si(2)	134° (45′)
Si(1)—O(8)—Si(3)	133,5° (45′)
Si(1)—O(9)—Si(3)	147,8° (45′)
Si(2)—O(12)—Si(4)	130,4° (45′)
Si(3)—O(6)—Si(4)	131° (45′)

concordano con i dati sperimentali per quanto riguarda le medie (1,636, media degli ossigeni condivisi, rispetto a 1,611 Å per quelli non condivisi); tuttavia alcune distanze singole non possono in alcun modo essere spiegate con l' ipotesi stessa: per esempio, nel gruppo degli ossigeni condivisi vi è una distanza inferiore a 1,60 Å, mentre nel gruppo di quelli non condivisi vi è una distanza di 1,67 Å. E' tuttavia degno di nota il fatto che la struttura sia stata raffinata in un gruppo spaziale centrosimmetrico, mentre in realtà i cristalli sono piezoelettrici. Il raffinamento non è cioè ancora concluso, e potrà forse portare, quando sarà ripreso, a variazioni significative delle attuali distanze di legame.

Considerazioni conclusive.

I dati sperimentali qui esaminati si conformano quasi costantemente alle previsioni che si potevano avanzare sulla base dell' ipotesi di Cruickshank. E' interessante notare che l'accordo meno buono è stato trovato per le strutture (melifanite, nettunite) in cui il grado di raffinamento ottenuto non è stato ritenuto soddisfacente.

Tuttavia è necessario fare una precisazione: questi dati *non* costituiscono una conferma della validità dell' ipotesi; il massimo che si può constatare è che non sono in contraddizione con essa. Soltanto indagini più approfondite permetteranno di decidere se l' ipotesi possa ritenersi valida, o in che modo o in che misura debba venire corretta o precisata. Su questo terreno occorre muoversi con molta cautela perchè non si può escludere che la postulazione di un altro meccanismo possa spiegare altrettanto bene o meglio i risultati sperimentali. Non può inoltre essere taciuto che dal punto di vista della meccanica quantistica gli orbitali *d* degli atomi « liberi » di silicio non sembrano avere l'energia e la forma più adatte per una efficace sovrapposizione di legame. Tuttavia (Cotton & Wilkinson, 1966) il discorso potrebbe essere assai diverso per gli atomi di silicio in stato di legame.

Da un punto di vista qualitativo la regola di Pauling-Zachariasen è più che sufficiente per autorizzarci a fare delle previsioni sulle lunghezze dei legami; nulla invece si può dire di preciso, per ora, sul meccanismo elettronico che presiede all'equilibrio postulato da questa regola, eventualmente diverso secondo le circostanze.

Cruickshank (*comunicazione privata*) ha manifestato la speranza che si possano in futuro eseguire dei calcoli sufficientemente precisi delle funzioni d'onda « ab initio » di sistemi ancora eccessivamente complessi per la potenza attuale dei calcolatori elettronici.

Tuttavia, indipendentemente dalla sua validità intrinseca, l' ipotesi di Cruickshank ha storicamente il merito di costituire la prima impostazione teorica del problema ed è un'efficace ipotesi di lavoro capace di coagulare secondo scopi ben precisi le ricerche sperimentali in questo campo. E' certo che per i cristallografi che si occupano delle strutture dei silicati la determinazione dell' impalcatura cristallina non è ormai l'unico problema, e che esistono dei motivi validi che consigliano di determinare nel modo più accurato possibile le distanze e gli angoli di legame; un'ampia messe di buoni dati sperimentali sarà infatti preziosa per lo sviluppo della teoria dei legami implicati nei silicati.

L'autore desidera ringraziare il Prof. D. W. J. Cruickshank, che gli ha fornito dati e delucidazioni importanti.

BIBLIOGRAFIA

Brown G. E., Gibbs G. V. and Ribbe P. H., 1969 - The nature and variation in length of the Si—O and Al—O bonds in framework silicates. *Amer. Miner.*, *54*, 1044-1061.

Cannillo E., Coda A. and Fagnani G., 1966 - The crystal structure of bavenite. *Acta Cryst.*, *20*, 301-309.

Cannillo E., Giuseppetti G. e Tadini C., 1969 - The crystal structure of asbecasite. *Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat. Acc. Naz. dei Lincei, serie VIII, XLVI*, 457-467.

Cannillo E., Giuseppetti G. and Tazzoli V., 1967 - The Crystal Structure of Leucophanite. *Acta Cryst.*, *23*, 255-259.

Cannillo E., Mazzi F. and Rossi G., 1966 - The Crystal Structure of Neptunite. *Acta Cryst.*, *21*, 200-208.

Cannillo E., Rossi G. e Ungaretti L., 1968 - The crystal structure of macdonaldite. *Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat. Acc. Naz. dei Lincei, serie VIII, XLV*, 399-414.

Coda A., Dal Negro A. e Rossi G., 1967 - The crystal structure of krauskopfite. *Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat. Acc. Naz. dei Lincei, serie VIII, XLII*, 859-873.

CODA A., ROSSI G. e UNGARETTI L., 1967 - The crystal structure of aminoffite. *Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat. Acc. Naz. dei Lincei, serie VIII, XLIII*, 225-232.

CODA A., 1969 - La classificazione di alcuni silicati secondo Zoltai. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, XXV, 195-226.

COTTON F. A. and WILKINSON G., 1966 - Advanced Inorganic Chemistry, N. Y., 409-412.

CRUICKSHANK D. W. J., 1961 - The role of 3d orbitals in π-bonds between (a) silicon, phosphorus, sulfur, or chlorine and (b) oxygen or nitrogen. *J. Chem. Soc., 1961,* 5486-5504.

DAL NEGRO A., ROSSI G. and UNGARETTI L., 1967 - The Crystal Structure of Meliphanite. *Acta Cryst., 23,* 260-264.

McDONALD W. S. and CRUICKSHANK D. W. J., 1967 - A reinvestigation of the structure of sodium metasilicate, Na_2SiO_3. *Acta Cryst., 22,* 37-43.

MAZZI F. and ROSSI G., 1965 - The crystal structure of taramellite. *Zeitschr. für Kristall., 121,* 243-257.

PANT A. K. and CRUICKSHANK D. W. J., 1967 - A reconsideration of the structure of datolite, $CaBSiO_4(OH)$. *Zeitschr. für Krist., 125,* 286-297.

PANT A. K. and CRUICKSHANK D. W. J., 1968 - The crystal structure of α-$Na_2Si_2O_5$. *Acta Cryst., B 24,* 13-19.

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 511-538. 15-XII-1969

UGO ZEZZA

FILONI DIABASICI E LAMPROFIRICI NEL GRANITO DEL BIELLESE (*)

Riassunto. — I filoni basici incassati entro il granito del Biellese si sviluppano secondo due direttrici principali (NNW-SSE e W-E). Lo studio petrografico mostra l'esistenza di tipi francamente diabasici, associati a diabasi con tendenza odinitica e a rare spessartiti.

Essi sono, verosimilmente, da ascriversi alla solidificazione di un magma basaltico avvenuta alla fine del periodo orogenetico ercinico.

Un esempio di intersezione di un filone micrografinitico tardoercinico da parte di un filone di diabase uralitizzato suggerisce una messa in posto successiva della massa basica.

Abstract. — *Diabasic and lamprophyric dikes in the granitic massif of the Biellese area (North Italy).*

The basic dikes associated with the granitic massif of the Biellese area, occur along two main structural trends: NNW-SSE and W-E.

Petrographically they may be defined as diabases, diabases ranging to odinites and, more seldom, spessartites.

A basaltic magma having composition close to that of the basic bodies is assumed to represent the parent magma from which the dikes were emplaced at the end of the hercynian orogenesis.

An uralitized diabasic dike crossing a late-hercynian microgranitic dike supports a subsequent emplacement of the basic body.

Introduzione.

Nel massiccio granitico ercinico del Biellese, compreso quasi totalmente nell'area del F°43 Biella della Carta Geologica d'Italia, è manifesto un apparato filoniano alquanto sviluppato, che comprende dei corpi microgranulari, porfirici e non porfirici, a com-

---

(*) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Pavia. Ricerche eseguite col contributo del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del C.N.R.

posizione granitica o leggermente differenziata in senso più acido, i ben noti filoni di porfirite biotitica o biotitico-anfibolica a distinta struttura porfirica e ancora dei filoni basici, afanitici nell'aspetto più comune.

Le manifestazioni filoniane acide sono senza dubbio geneticamente legate al magmatismo ercinico, cui sono dovuti le vulcaniti e i graniti dei Laghi. I filoni di porfirite biotitica, intrusi nelle magmatiti erciniche e nelle sovrastanti rocce sedimentarie mesozoiche, sono da tempo ritenuti certamente postliassici e, verosimilmente, dovuti al magmatismo alpino.

I filoni basici generalmente afirici, a composizione plagioclasico-pirossenico-anfibolica, con o senza olivina, sono stati di recente ricondotti (ZEZZA, 1964; BORTOLAMI, CARRARO e SACCHI, 1967) al ciclo ercinico, mentre il FRANCHI (1903-1905) li aveva ritenuti terziari.

Infatti, per i rilevatori del F°43 Biella (II Ed., Firenze 1966) questi dicchi, classificati come filoni di « porfirite plagioclasico-anfibolica con biotite e pirosseno » . . . « si trovano compresi in tutte le rocce della Serie Diorito-kinzigitica, anche nelle migmatiti che tagliano in discordanza. Si rinvengono pure nel granito e in entrambi i complessi vulcanitici. Mancano invece nelle rocce carbonatiche mesozoiche e nelle rocce del Plutone della Valle del Cervo. Non se ne sono inoltre rinvenuti nel settore della zona Sesia-Lanzo raffigurato nel foglio Biella, anche se filoni con facies analoga sono ben noti, entro questo complesso cristallino, verso Nord e verso Ovest ».

Quanto alla nota (ZEZZA, 1964), relativa ad uno di questi filoni incassato nel granito al margine sud-orientale del massiccio, vi avevo segnalato il carattere diabasico della manifestazione.

Il presente studio riguarda una casistica più completa dei filoni basici rilevati entro il massiccio granitico del Biellese e ne inquadra la giacitura, le caratteristiche petrografico-strutturali e petrochimiche. Ciò con lo scopo di meglio precisare sia le relazioni esistenti tra i filoni basici e le direttrici erciniche della tettonica interna del granito, sia i loro rapporti con i filoni acidi, sia il tipo di magma da cui presero origine, in modo da avere un quadro dell'andamento spaziale e temporale della solidificazione di queste masse basiche.

Giacitura.

Le manifestazioni basiche nel massiccio granitico del Biellese si rivelano come corpi a giacitura filoniana di modesta entità, incassati entro litoclasi subverticali orientate soprattutto N-S e, subordinatamente, entro fratture ad esse normali.

Sono di natura eminentemente diabasica o diabasico-lamprofirica, mentre piuttosto scarsi paiono essere i tipi lamprofirici.

Le rocce diabasiche si presentano in masse scure, alquanto degradate secondo motivi sferoidali; le loro parti più fresche sono compatte, a grana da media a minuta e con colorazione d' insieme verde-nerastra. Le rocce lamprofiriche sono di color grigio-verde, afanitiche e tendono ad assumere localmente un carattere porfirico. Sul terreno, in realtà, non si riesce a differenziare le une dalle altre.

Nel loro insieme esse appaiono distribuite con una certa uniformità nel massiccio granitico, comparendo tra la sua parte marginale occidentale a contatto con le metamorfiti della formazione diorito-kinzigitica « Ivrea-Verbano » e quella orientale a contatto con le vulcaniti permiane; nonché tra la valle del Ponzone a nord e le porzioni granitiche più meridionali, ampiamente ricoperte da sedimenti marini pliocenici e da depositi alluvionali quaternari.

La frequenza di questi filoni (1) entro la sola massa granitica è da ritenersi pari a quella riscontrata negli altri massicci granitici ercinici subalpini (TRAVERSO 1895; BALK 1924; PARKER 1926; GALLITELLI 1937, 1938 e 1941; BERTOLANI 1961; VENIALE 1961).

La degradazione meteorica cumulativa, che ha interessato tutto il massiccio granitico arenizzandolo su larga scala, ha agito profondamente anche sulle rocce della manifestazione filoniana basica, per cui alquanto scarse sono le masse più o meno compatte, rilevabili soprattutto lungo i solchi torrentizi.

---

(1) BORTOLAMI, CARRARO e SACCHI (1967), li considerano come i filoni largamente più numerosi entro l'area del foglio Biella; complessivamente, tra quelli incassati nel granito, nelle rocce della serie dioritico-kinzigitica e nelle vulcaniti, ne sono stati individuati oltre cinquanta.

Esse sono state osservate: *a*) nella stretta valle del torrente Ponzone, tra Croce Mosso e Valle Fredda; *b*) nella valle del torrente Strona di Cossato (zone Simone-Gallo e Campore-Quario) e lungo le incisioni di suoi tributari o subtributari di destra, T. Quargnasca (Quaregna) e T. Quargnasco (Piatto); *c*) nei pressi di Dallimonti e di Mombello sul greto di rigagnoli che si versano alla destra del T. Ostola.

Altre modeste manifestazioni basiche, però totalmente decomposte in un materiale verde-giallognolo tenero e terroso, si incontrano ancora nei pressi di Bric Cavallino e lungo le cosiddette Rive Rosse, tra Madonna del Sabbione e Bric Mazzero.

I *filoni della valletta del Ponzone* compaiono in più punti della consistente parete granitica che costituisce la sponda orografica sinistra della valle. Si tratta, in genere, di esili filoni (10-20 cm di potenza) subverticali, diretti a N, afanitici, verdastri e che si mostrano, già all'esame macroscopico, profondamente idrotermalizzati.

Solo nei pressi del paese di Ponzone è stata rinvenuta una più potente manifestazione (camp. Q.6-Q.7), pure essa idrotermalizzata, che raggiunge una potenza massima di circa 2 m e uno sviluppo sui 20 m (designazione del punto di affioramento: MR 35985560, tav. Valle Mosso IV NE del F° 43 Biella della Carta Geologica d' Italia). La sua direzione è N 30° W; l' immersione è a WSW sotto un angolo di 85° circa. Il contatto visibile tra massa basica e granito è contraddistinto da una intensa cataclasi della roccia incassante.

Nella *valle Strona* di Cossato, l' insieme di filoni basici, che in parte affiora lungo le pareti degli stretti tornanti tra le località Valle Mosso-Gallo-Simone-Strona e interessa una fascia granitica di 500 m circa di ampiezza, era già stato segnalato: nella prima edizione del foglio Biella come manifestazione filoniana (φ) legata al magmatismo alpino; nella seconda edizione (note illustrative a cura di BORTOLAMI, CARRARO e SACCHI, 1967) come dicchi di porfirite plagioclasico-anfibolica con biotite e pirosseni (φ_2) legati al magmatismo ercinico.

Queste rocce filoniane basiche, di colore verde-giallognolo sino a nerastro, occupano entro la massa granitica una serie di fratture praticamente parallele, dirette in senso N-S. In genere

sono così degradate che si lasciano sgretolare sotto la pressione delle dita.

La massa granitica incassante, di colore bruno-giallognolo, è anch'essa semicoerente, rappresentando la parte superficiale alterata di una granitite bianca debolmente porfiroide (camp S.7) che, in qualche punto di attacco per l'estrazione di piccoli blocchi informi di granito (ad esempio, a sud dell'abitato di Strona), si vede soggiacere a un sabbione dello spessore di 6-7 m.

In questo paesaggio, indice dell'avanzato stadio di disfacimento delle rocce, si incontrano ancora delle zone ristrette in cui le masse filoniane e la roccia incassante risultano abbastanza fresche.

Una serie di filoni, in parte relativamente meglio conservati, compare 250 m dopo l'abitato di Simone, verso Gallo (punto di affioramento: MR 34555336, tav. Valle Mosso IV NE). Si tratta di filoni subverticali con direzione N 10°-30° W, che immergono soprattutto ad E sotto angoli di 70°-80° e hanno una potenza variabile da 10-25 cm a qualche metro. Più precisamente, da occidente a oriente, ad un filone di spessartite (camp. S.1-S.5 bis) di 25 cm di potenza e con uno sviluppo di oltre 25 m (immersione E 10° N; incl. 70°) succede, a distanza di qualche metro, una fascia di pari lunghezza di materiale verdastro, incoerente o quasi, larga sui 2 m e che mantiene un andamento parallelo ai filoni più compatti; quindi, qualche metro ad E, affiora un altro filone di spessartite (camp. S.8) di 10 cm di potenza (immersione a E 20° N; incl. 75°) e, subito dopo, una fascia (3-3.5 m di spessore) di materiale scuro con limitate compatte porzioni microgranulari di colore verde cupo-nero (camp. S.9-S.11).

Poco più a N, verso frazione Gallo, nel punto MR 34605348, ricompare, in allineamento con le sopra ricordate fasce basiche degradate e coi filoni integri, un corpo di natura diabasica a giacitura filoniana, mediamente alterato, che taglia ancora in senso meridiano o quasi (N-NW) la massa granitica. Le porzioni più compatte di colore verde-nerastro (camp. S.12-S.13) sono, arealmente, subordinate alla restante massa verdastra semicoerente e si manifestano sotto forma di piccoli sferoidi di 50-80 cm di diametro, talora smembrati in più elementi tondeggianti, piastriformi o del tutto irregolari di 1-3 dm^3.

Questi singoli residui compatti del dicco diabasico, esfoliato e idrotermalizzato, sono privi di segni di più intima fessurazione e presentano una superficie piuttosto scabra e foracchiata (verosimilmente a motivo della degradazione selettiva superficiale) e, nel loro interno, una compagine cristallina in genere piuttosto fresca.

Nel punto MR 33875405, subito dopo l'incrocio stradale Gallo-Croce Mosso (verso questa ultima località), si nota ancora, sulla stessa direttrice, un filoncello idrotermalizzato di qualche decina di metri di lunghezza, potente 25 cm (immersione W 30° S; incl. 80°).

Direzione prevalentemente W-E hanno invece i filoni basici riconosciuti sempre in *Valle Strona* nei pressi di *Campore* (frazione di Valle Mosso), di *Quaregna* (fraz. di Cossato) e di *Piatto*.

Nella *zona di Campore*, 500 m a S dell' incrocio Campore-Valle S. Nicolao (MR 34375204, tav. Valle Mosso IV NE), l' instabile parete granitica che costeggia la statale 232 è solcata da filoni di natura diversa, tra loro intersecantisi: *a*) filone di microgranito bianco-rosato, potente sui 4 m, con direzione N 10° W e immersione ad E; *b*) due filoni basici afanitici di colore verde-giallognolo (camp. C.7-C.14) e della potenza di 50 e 30-40 cm, che, sotto un angolo quasi retto, tagliano il microgranito per ricongiungersi nel suo interno e proseguire entro la massa granitica come unico filone della potenza di 60 cm circa (immersione N 20° W; incl. 85°); *c*) filone grigiastro di porfirite biotitico-anfibolica, a distinta struttura porfirica, potente 6 m circa e con direzione W-E, praticamente parallelo al dicco più basico.

Il filone (camp. Q.9-Q.11) che affiora nei pressi dell'abitato di *Quaregna* sulla sponda orografica sinistra del T. Quargnasca (MR 34684820, tav. Cossato IV SE), a metà strada tra il bivio per il Feltrificio Biellese e l'omonimo stabilimento, ha direzione W 20° N e immerge a SW sotto un angolo di 75° circa. La sua potenza è costante, sui 25 cm, e lo si può seguire solo per pochi metri entro una massa granitica alquanto sconnessa, riferibile a una granitite rosso-giallognola a grana media.

Più potente, sui 3 m, è il filone (camp. P.1-P.3) che compare nella *zona di Piatto* incassato nel granito (immersione N 20° W; incl. 85°) al limite sud-occidentale del massiccio, a poca distanza

dal contatto con le metamorfiti della formazione diorito-kinzigitica. Il suo punto di affioramento (MR 32254875, tav. Valle Mosso IV NE) si localizza, all'altezza del mulino di Piatto, sul greto del T. Quargnasco qualche metro a S della confluenza col T. Riasco. La roccia è di colore verde cupo, compatta, microgranulare e risulta interessata con l' incassante granito da sottili vene (2-4 cm) di albitite epidotica.

Filoni basici affiorano inoltre nella *valle del T. Ostola*, al margine sud-orientale della formazione granitica. Qui, oltre al potente filone di porfirite diabasica con direzione N 30° W, localizzato tra Mombello e Mongrandi nel punto MR 38775024 della tav. Masserano I NW (Zezza, 1964), si ha, tra Marcandetti e Dallimonti (fraz. di Masserano), una massa cuneiforme (6 m di lunghezza per 50 — 5 cm di larghezza) diretta a N-NW, posta alla base (q. 290 m) di una parete granitica di 15 m di altezza con filoni microgranitici aventi direzione all' incirca W-E.

Il punto di affioramento della roccia basica si individua (tav. Masserano I NW: MR 38434941) a circa 25 m dal contatto tra granito e vulcaniti acide permiane, sulla sponda destra di un ruscello che scorre con andamento NW-SE tra Dallimonti e Marcandetti e che poi si versa nel rio Osterla, tributario di destra del T. Ostola.

La giacitura filoniana della modesta massa verde-nerastra di natura diabasica (camp. N.2-N.5) è suffragata dalla grana relativamente più minuta nelle sue porzioni marginali rispetto a quelle centrali, mentre il granito risulta cataclasato e rinsaldato da calcite e quarzo solo parallelamente al contatto.

Caratteri petrografici.

La descrizione petrografica delle diverse masse filoniane, campionate soprattutto secondo la loro potenza, viene così inquadrata: 1) filoni con direzione NNW-SSE, a partire da quelli posti nella parte più settentrionale del massiccio granitico del Biellese; 2) filoni con direzione W-E, a partire dal limite occidentale della formazione granitica.

1. - Filoni basici con direzione NNW-SSE.

Zona di Ponzone.

In val Ponzone le masse basiche si presentano profondamente idrotermalizzate, con tessitura compatta, non porfirica, che microscopicamente si risolve in una intima mescolanza di squamette e granuli di minerali epigenici: sericite, clorite, talco, ossidi e idrossidi di ferro, titanite, epidoti.

Ciò vale sia per i filoni minori, di 10-20 cm di spessore, sia per quelli della potenza di circa 2 m, in cui rimangono (sez. Q.6-Q.7) pochi relitti degli originari componenti feldspatici e i segni del più rapido raffreddamento periferico subito dalla roccia basica a contatto col granito.

Zona Simone-Gallo.

Le due masse filoniane di esigua potenza che affiorano nei pressi di località *Simone* (camp. S.1-S.5 bis; camp. S.8) manifestano caratteri tessiturali e composizione mineralogica simili. Sono di tipo *spessartitico,* con struttura microporfirica (Tav. XLV; fig. 4) per femici, freschi e alterati, in una massa di fondo micro-criptocristallina (sez. S.1-S.5 bis) o tendenzialmente intersertale (sez. S.8).

Gli individui di maggiori dimensioni, idiomorfi, oltrepassano raramente il mm; la massa di fondo, cosparsa da aciculi tremolitici, da minuti cristallini di titanomagnetite e da clorite e talco secondari, risulta in prevalenza costituita da microliti di plagioclasio (non meglio determinabile a causa della spinta alterazione), disposti localmente secondo una tessitura intersertale divergente.

Gli individui femici più sviluppati sono rappresentati soprattutto da *anfibolo monoclino,* dall'abito prismatico molto allungato secondo *c,* con marcato pleocroismo (X = incoloro-verde pallido; Y = verde pallido; Z = verde-brunastro) e sono talora interessati da una zonatura sfumata. Piuttosto diffusi sono i geminati {100}, semplici o multipli, costituiti da 3-4 individui.

Le determinazioni del 2V e del $c^\frown Z$, eseguite soprattutto su sezioni normali o quasi a *c* di cristalli geminati {100}, interpretate nel diagramma $c^\frown Z/2V$ del Bambauer (1959), fanno rite-

nere l'anfibolo monoclino una *orneblenda comune* passante ad *actinolite* con contenuti variabili in ferro ([2]).

Di gran lunga più scarso è il *pirosseno monoclino,* in cristalli euedrali, fratturati, non pleocroici, con incipiente cloritizzazione e spesso geminati {100}, riferibile a un *termine augitico* (sez. S.8: $c\widehat{\ }Z = 46°\text{-}49°$; $2V_z = 62°\text{-}64°$).

In alcune sezioni si hanno inoltre pochi fenocristalli di 1-2 mm, pseudomorfosati in talco e clorite, che sono probabilmente da riferire ad una iniziale olivina.

Lo stato di profonda alterazione riscontrato nella prevalente massa di fondo (70-80% circa) della roccia, ne ha sconsigliato l' indagine sul chimismo.

Le masse più potenti (camp. S.12-S.13; camp. S.9-S.11), interessate da esfoliazione cipollare, hanno caratteri di *rocce diabasiche,* oliviniche (camp. S.12-S.13) e non oliviniche (camp. S.9-S.11), più o meno uralitizzate.

La struttura del *diabase olivinico,* a grana media, è distintamente ofitica (Tav. XLIV; fig. 1), notandosi individui nettamente idiomorfi di plagioclasio inclusi entro plaghe irregolari di pirosseno. Subofitica sino ad intersertale è invece la struttura del *diabase anfibolico-biotitico* a grana medio-minuta, in quanto il pirosseno uralitizzato, interstiziale tra il plagioclasio listiforme, si presenta in insiemi di piccoli individui granulari, in parte idiomorfi e in parte allotriomorfi (Tav. XLIV; fig. 3 e 4).

Il *diabase olivinico* un po' uralitizzato (sez. S.12-S.13), manifesta la seguente associazione mineralogica, determinata quantitativamente a mezzo di un contatore di punti:

([2]) Le determinazioni, al T.U., del $c\widehat{\ }Z$ su sezioni $\perp c$ di monocristalli e di geminati {100} sono state effettuate seguendo rispettivamente il metodo Burri (1931) e il metodo Nemoto (1938) e sono qui di seguito riportate:

sez. S.3	— X.llo non geminato	$2V_x = 82°$;	$c\widehat{\ }Z = 16°$
sez. S.3	— X.llo geminato {100}	$2V_x = 80°$;	$c\widehat{\ }Z = 16°30'$
sez. S.4	— X.llo geminato {100}	$2V_x = 88°$;	$c\widehat{\ }Z = 24°$
sez. S.4	— X.llo geminato {100}	$2V_x = 83°$;	$c\widehat{\ }Z = 23°$
sez. S.5	— X.llo non geminato	$2V_x = 84°$;	$c\widehat{\ }Z = 16°$
sez. S.8	— X.llo geminato {100}	$2V_x = 83°$;	$c\widehat{\ }Z = 14°30'$

	S.12a	S.12b	S.13	Medie S.12-S.13	Medie da JOHANNSEN
plagioclasio	60.0%	60.0%	58.5%	59.5%	60%
olivina	8.5	10.5	8.0	9.0	15
pirosseno	21.0	12.5	13.0	15.5	19
orneblenda	4.5	8.0	10.0	7.5	—
actinolite	1.5	3.0	3.0	2.5	—
biotite	1.0	2.0	3.0	2.0	1
clorite	1.0	1.5	2.0	1.5	3
magnetite + ilmenite	2.3	2.4	2.4	2.4	2
apatite	0.2	0.1	0.1	0.1	—

Il modo della roccia in esame concorda assai bene con quello medio di cinque analisi di diabase olivinico, riportate dal JOHANNSEN, 1937 (vol. III, p. 314, Tab. 92).

L' indice di colore pari a 40.5 rientra, sia pure al limite, nello intervallo tipico (M = 40-75) delle rocce a composizione basaltica (RITTMANN, 1967; STRECKEISEN, 1967).

I costituenti femici primari, a parte gli accessori, sono soltanto olivina e pirosseno, rispettivamente in individui idiomorfi e allotriomorfi rispetto al plagioclasio. Orneblenda verde e bruna, actinolite-tremolite e clorite hanno invece carattere di minerali secondari, generatisi in seguito a trasformazioni più o meno spinte dei componenti femici primari, mentre la biotite sembra essere di formazione tardiva.

L'*olivina* è un termine ialosideritico-crisolitico ($2V_x = 80°-84°$; $Z - X = 0{,}036$; P.A.O. $\perp c$) con 35-25% Fa (KENNEDY, 1947). La sua parziale trasformazione in anfibolo ha carattere di una struttura di reazione col plagioclasio, manifestandosi perifericamente lungo i contatti coi cristalli feldspatici. Non si è osservata invece alcuna trasformazione nell'olivina a contatto col pirosseno.

Lo sviluppo degli aciculi *actinolitici-tremolitici* (poco o punto pleocroici, con allungamento + e piccolo angolo di estinzione $c \widehat{} Z = 6°-8°$) prende origine alla periferia di parte degli individui olivinici e si estende sia al loro interno, sia, oltre il margine originario di essi, fin entro il plagioclasio. Scarsi risultano i cristalli di olivina completamente sostituiti dall'anfibolo aciculare.

Più spesso, oltre agli orli periferici di trasformazione (Tav. XLVI; fig. 1), si nota, nelle parti centrali piuttosto fresche, l' insorgenza di aggregati paralleli di cristalliti « tremoli-

tici » allungati e disposti secondo maglie romboidali, troncate o no in direzione normale alla diagonale maggiore da altri aggregati; la loro disposizione viene pertanto a disegnare, nell' interno di più cristalli olivinici, un aspetto assimilabile a quello delle sezioni basali di anfibolo (Tav. XLVI; fig. 2).

Si tratta evidentemente di stadi diversi dell'alterazione pilitica, cui è andata soggetta l'olivina dopo la sua cristallizzazione.

Il *pirosseno* ha generalmente carattere di *augite poco titanifera* ($2V_z = 58°-60°$; $c\hat{}Z = 49°-52°$) con debole pleocroismo ($X =$ incoloro-giallognolo; $Y = Z =$ violaceo) e, subordinatamente, di *diopside* ($2V_z = 62°$; $c\hat{}Z = 41°-43°$).

Si presenta in elementi allotriomorfi, posti tra loro in continuità ottica a formare plaghe estese 3-5 mm (e talora oltre il cm), includenti individui plagioclasici listiformi.

La parziale pseudomorfosi del pirosseno in *orneblenda bruna* e in *orneblenda verde* si manifesta preferenzialmente lungo i contatti tra gli individui pirossenici e plagioclasici (Tav. XLVI; fig. 3); poiché non di rado anche ai bordi di questi ultimi si nota una geminazione polisintetica secondaria, è verosimile pensare che questi effetti siano da attribuirsi ad azioni meccaniche intergranulari, che predispongono il pirosseno a estrarre e combinare elementi di soluzioni interstiziali.

Nei diversi campioni si può cogliere ogni stadio di questa graduale trasformazione del pirosseno, i cui cristalli al contatto col plagioclasio appaiono raramente inalterati. Spesso manifestano un bordo orneblenditico, non pleocroico, di 20-50 micron, con doppio sistema di tracce di sfaldatura $\{110\}$ a 124° circa in sezioni (001) o soltanto con un sistema di tracce nelle altre sezioni; le une e le altre spostate rispetto alle tracce di sfaldatura del pirosseno in via di sostituzione. Si hanno poi elementi, sempre allotriomorfi, con più ampio bordo orneblenditico pleocroico ($X =$ giallo chiaro, $Y = Z =$ bruno scuro, nell'orneblenda bruna; $X =$ giallo-verdolino, $Y = Z =$ verde scuro, nella varietà verde); Quindi pseudomorfosi ancora più estese, interessanti talora l' intera superficie dei singoli elementi pirossenici.

La scarsa *biotite* ($X =$ giallo-incoloro, $Y = Z =$ bruno) ha carattere di minerale neogenico, mentre la *clorite* è in connessione con l'alterazione idrotermale dei diversi costituenti femici.

Il *plagioclasio* è praticamente fresco; solo una bassa percentuale di cristalli presenta una leggera alterazione di tipo saus-

suritico-sericitico. La più parte degli individui ha abito idiomorfo; circa il 10% si mostra invece con abito allotriomorfo sotto forma di cristalli interstiziali adagiati in spazi delimitati dal plagioclasio listiforme. A differenza di questo ultimo, il plagioclasio interstiziale (riferibile a una seconda generazione di cristalli, forse successiva alla cristallizzazione del pirosseno) appare talora con pronunciato incurvamento delle lamelle di geminazione.

Gli individui idiomorfi, a prevalente composizione labradoritica [3], mostrano anche una geminazione di origine mista; cioè

---

[3] *a*) Determinazioni su geminati Albite-Karlsbad A

Metodo FRANZINI (1965)			
λ = 64	+40 68% An —23.5 A.T.	+36 65% An —22 I.T.	
λ = 45	+42.5 68% An +19 A.T.	+38 65.5% An +17 I.T.	
λ = 30	+46 71% An —14 A.T.	+39 66.5% An —12.5 I.T.	
% An	69%	65.5%	
Stato termico	A.T.	I.T.	
Curve % An/2V			
BALCONI-ZEZZA (1968)			
$2V_x$		94°	
Stato termico		I.-IA.T.	
Metodo FRANZINI (1965)	nucleo	zonato	bordo
λ = 64	+30 58% An —18 B.T.	+23 44% An —13 B.T.	+14 27.5% An —2 IA.T.
λ = 45	+32 61% An +14 B.T.	+22 43.5% An +8 B.T.	+13 26% An —2 A.T.
λ = 30			
% An	59.5%	44%	26.5%
Stato termico	B.T.	B.T.	A.T.

b) Determinazioni su geminati Albite

E_{max}	—	+32.5	—
$E_{\perp[100]}$	+38		+35
$2V_x$	90	95	98
% An	62% (70-64)	59% (48-60.5)	61% (65-54)
Stato termico	IA.T.	I.-IA.T.	I.T.

Il % An e lo stato termico sono ricavati da nuovi diagrammi $E_{max}/2V$ e $E_{\perp[100]}/2V$ per geminati Albite, elaborati dall'A., di prossima pubblicazione. Viene anche indicato in parentesi il % An che si ricava dalle curve di estinzione del FRANZINI per lo stato di B.T. e di A.T.

si rivelano come geminati primari di accrescimento, a sviluppo semplice o multiplo, con geminazione polisintetica meccanica localmente sovraimposta.

La geminazione primaria si sviluppa secondo emitropie diverse: con piano di contatto (010) (Albite-Karlsbad A, Karlsbad A e, raramente, Albite) e, in qualche caso, con piano di contatto (001) (Ala A, in due individui determinati al T.U.). Inoltre, i cristalli allungati secondo *c* sono spesso tra loro compenetrati sotto angoli acuti; in qualche caso si notano compenetrazioni tipo Banato di geminati Baveno.

La geminazione secondaria sovraimposta segue le leggi Albite e Periclino. Il suo sviluppo sembra essere ora in relazione ad azioni meccaniche intergranulari tra pirosseno e plagioclasio (avanti ricordate) o tra plagioclasio listiforme e interstiziale, ora in relazione con la parziale scomparsa della zonatura.

In genere il plagioclasio mostra una zonatura normale, di frequente sfumata, che procede parallelamente ma non simmetricamente allo sviluppo dell'abito del cristallo; cioè si manifesta concentricamente attorno a nuclei asimmetrici rispetto alla morfologia degli individui prismatici. Rari sono invece i cristalli costituiti da una successione di zone, nette e marcate, a composizione diversa ma costante a livello di ogni singola zona, con corpo e zona mediana a composizione labradoritica o labradoritico-andesinica e esile bordo oligoclasico.

L'*analisi chimica* (Tab. I) e i relativi parametri di Niggli confermano la derivazione della roccia da un magma femico con contenuto normale di calcio e povero di alcali. Il tipo magmatico è assimilabile al *c*-gabbroide, rispetto al quale si ha un leggero eccesso in *alk*, e un leggero difetto di *c*. Inoltre i valori magmatici si accordano abbastanza bene con quelli medi dati dal DALY (in JOHANNSEN, 1937: vol. III, p. 315, tab. 93) per 17 diabasi olivinici e con quelli del diabase peridotifero di Bogge nel Biellese, analizzato dal COSSA (1878), relativamente più alcalino:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
m. c-gabbroide	100	25	46	25	4	0.1	0.7	0.54
S.13	102	25	45	23	7	0.13	0.62	0.50
17 D.O./Daly	119	20	48	24.5	7.5	0.15	0.54	0.51
D.O./Cossa	105	24	43	23	10	0.17	0.65	0.53

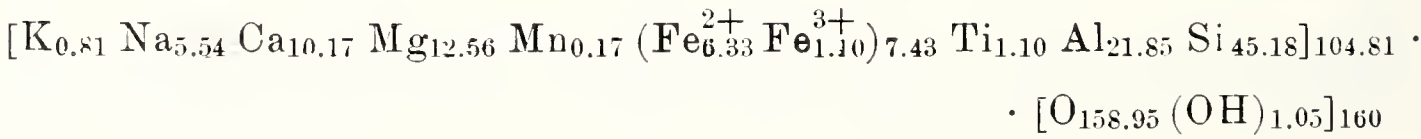
TABELLA I. — *Diabase olivinico* (camp. S.13).

Analisi chimica		Analisi modale	
SiO_2	47.06	plagioclasio	58.5%
Al_2O_3	19.30	olivina	8.0
TiO_2	1.50	pirosseno	13.0
Fe_2O_3	1.50	orneblenda	10.0
FeO	7.89	actinolite	3.0
MnO	0.20	biotite	3.0
MgO	8.79	clorite	2.0
CaO	9.87	magnetite + ilmenite	2.4
Na_2O	2.97	apatite	0.1
K_2O	0.65		
H_2O^+	0.16		
H_2O^-	0.05		
	99.94		

Valori di Niggli.

magmatici		c-gabbroide	« base »		equivalenziari		« catanorma »	
si	101.7	100	Q	26.3	Q	26.3	Or	3.8
al	24.6	25	Kp	2.3	L	40.3	Ab	24.0
fm	45.4	46	Ne	15.8	M	33.4	An	37.0
c	22.9	25	Cal	22.2	π	0.55	Ne	1.4
alk	7.1	4	Cs	3.5	γ	0.11	Wo	4.7
k	0.13	0.1	Fs	1.6	μ	0.55	Fo	18.0
mg	0.62	0.7	Fa	9.3	α	—0.05	Fa	8.5
ti	2.5	—	Fo	18.0	λ	2.41	Mt	1.6
c/fm	0.50	0.54	Ru	1.0	k'	0.13	Ru	1.0
qz	—26.7	—16.0			mg'	0.62		

Cella standard sec. Barth.

$$[K_{0.81}\, Na_{5.54}\, Ca_{10.17}\, Mg_{12.56}\, Mn_{0.17}\, (\overset{2+}{Fe}_{6.33}\, \overset{3+}{Fe}_{1.10})_{7.43}\, Ti_{1.10}\, Al_{21.85}\, Si_{45.18}]_{104.81} \cdot$$
$$\cdot\, [O_{158.95}\, (OH)_{1.05}]_{160}$$

Il *diabase uralitizzato con biotite* (camp. S.9-S.11) ha grana molto minuta (sul 1/2 mm nelle sez. S.10-S.11 e su 1/10 di mm o poco più nella sez. S.9).

La struttura è subofitica (Tav. XLIV; fig. 3) e diviene localmente intersertale nel campione a grana più fine. L'indice di colore (M = 46.5) è leggermente più alto che nel diabase olivinico (camp. S.12-S.13), a differenza del quale si nota un considerevole contenuto di minerali idrossilati, soprattutto anfiboli, e la quasi totale assenza di pirosseno oltre che di olivina.

La composizione mineralogica è la seguente:

	S.9	S.10	S.11	media
plagioclasio	49.0%	51.5%	51.0%	50.5%
quarzo	0.5	4.0	5.0	3.0
pirosseno	—	1.0	—	0.3
anfiboli	42.0	30.0	27.0	33.0
biotite	2.5	12.0	13.8	9.5
ilmenite + magnetite	5.5	1.4	3.0	3.5
zircone + apatite	0.1	0.1	0.2	0.1
epidoti	0.4	—	—	0.1

Lo scarso *pirosseno diopsidico* ($c \widehat{} Z = 43^{\circ}$), riscontrato solo nella sez. S.10, è sotto forma di relitti di cristalli trasformati quasi totalmente in orneblenda verde o bruna. Pertanto, almeno una frazione del copioso anfibolo deve ritenersi un prodotto secondario del pirosseno.

Gli individui di *anfibolo*, tendenzialmente allotriomorfi rispetto al plagioclasio, appartengono al gruppo della *orneblenda*, di *tipo verde* (schema di assorbimento: X = giallo-incoloro; Y = Z = = verde; $c \widehat{} Z = 18^{\circ}$-$23^{\circ}$; $2V_x = 80^{\circ}$-82°) e di *tipo bruno* (X = = giallo-bruno, Y = bruno, Z = bruno-rossiccio; $c \widehat{} Z = 8^{\circ}$-$10^{\circ}$). Piuttosto frequenti sono i passaggi tra queste due varietà in uno stesso cristallo, il cui nucleo è di preferenza bruno. Poco pronunciati risultano il processo di cloritizzazione e la pseudomorfosi in biotite lungo i piani della sfaldatura prismatica.

La *biotite* è particolarmente fresca (X = giallo-incoloro, Y = Z = bruno rossiccio; $2V_x = 18^{\circ}$) e ricca di cristalli di titanomagnetite e di zircone provocanti estesi aloni policroici. Gli in-

dividui lamellari di biotite a contatto con l'anfibolo manifestano estesi orli di reazione, e tendono a sostituirlo (Tav. XLVI; figure 5 e 6).

Il *plagioclasio*, andesinico-labradoritico ([1]), è piuttosto caolinizzato e saussuritizzato; la più parte presenta inoltre una parziale albitizzazione, a sviluppo periferico sino a sub-centrale e in funzione di questo tardivo processo gli individui listiformi tendono, talora, ad assumere un aspetto autoallotriomorfo rispetto ai femici.

Le liste plagioclasiche appaiono di consueto profondamente trasformate lungo un'ampia fascia centrale e estremamente limpide ai bordi. L'orlo albitico-oligoclasico, ad estinzione sfumata, appare quasi sempre esente da geminazioni; in pochi casi presenta la doppia geminazione Albite-Periclino. Tra i cristalli meno alterati se ne riscontrano numerosi con zonatura normale e primaria (per l' illustrazione di alcuni di questi aspetti, vedasi Tav. XLIV; fig. 4).

Il *quarzo*, accessorio, si ritrova sotto forma di piccoli individui interstiziali privi di segni di deformazioni meccaniche e tende a corrodere soprattutto il plagioclasio.

La *zoisite* (conteggiata in sez. S.9), associata o no ad albite e quarzo, rimargina alcune fenditure capillari della roccia.

Per l' indagine chimica (Tab. II) è stato scelto il camp. S.10, più rispondente alla composizione media della massa basica. Il suo magma si inquadra tra quelli semifemici, con contenuto normale di calcio e relativamente povero di alcali e si avvicina al tipo orbitico.

Dal confronto sottoindicato con i tipi lamprofirici, spessartiti, odiniti e camptoniti (NIGGLI-BERGER, 1923), diabasici con tendenza lamprofirica, quale il diabase spessartitico (TRÖGER, 1932-1935), e francamente diabasici (valori medi di 20 diabasi, DALY

([1]) Determinazioni su geminati Albite

$E_{max} = +25$; $2V_x = 92$; 43% An I.T.

$E_{max} = +27$; $2V_x = 95$; 48% An I.T.

$E_{max} = +30$; $2V_x = 95$; 51% An I.T.

TABELLA II. — *Diabase uralitizzato con biotite* (camp. S.10).

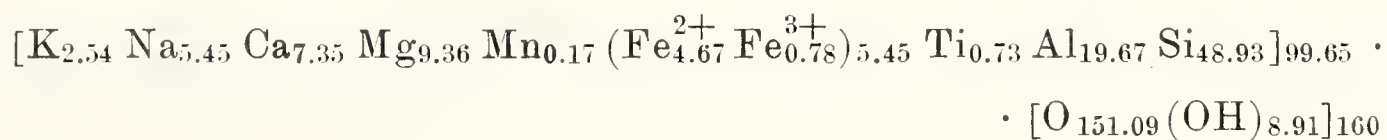
Analisi chimica	
SiO_2	52.80
Al_2O_3	18.02
TiO_2	1.00
Fe_2O_3	1.01
FeO	6.00
MnO	0.21
MgO	6.77
CaO	7.40
Na_2O	3.03
K_2O	2.13
H_2O^+	1.44
H_2O^-	0.17
	99.98

Analisi modale	
plagioclasio (+ prodotti di alterazione)	51.5%
quarzo	4.0
pirosseno	1.0
anfiboli (+ clorite)	30.0
biotite	12.0
ilmenite + magnetite	1.4
zircone + apatite	0.1

Valori di Niggli

magmatici		orbitico	equivalenziari « base »				« catanorma »	
si	135.3	135	Q	32.8	Q	32.8	Or	13.2
al	27.2	27	Kp	7.6	L	41.6	Ab	27.4
fm	41.5	42	Ne	16.4	M	25.6	An	29.4
c	20.3	21.5	Cal	17.6	π	0.42	Wo	3.1
alk	11.0	9.5	Cs	2.3	γ	0.09	En	16.8
k	0.32	0.25	Fs	1.2	μ	0.57	Fo	1.5
mg	0.62	0.5	Fa	7.3	α	0.59	Fa	6.7
ti	2.0	—	Fo	14.1	λ	3.25	Mt	1.2
c/fm	0.49	0.51	Ru	0.7	k'	0.32	Ru	0.7
qz	—8.7	—3			mg'	0.62		

Cella standard sec. Barth

$$[K_{2.54}\,Na_{5.45}\,Ca_{7.35}\,Mg_{9.36}\,Mn_{0.17}\,(\overset{2+}{Fe}_{4.67}\,\overset{3+}{Fe}_{0.78})_{5.45}\,Ti_{0.73}\,Al_{19.67}\,Si_{48.93}]_{99.65}\cdot$$
$$\cdot\,[O_{151.09}(OH)_{8.91}]_{160}$$

1910, in JOHANNSEN, op. cit.), si nota un migliore accordo con le odiniti:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
m. orbitico	135	27	42	21.5	9.5	0.25	0.5	0.5	— 3
S.10	135	27	42	20	11	0.32	0.62	0.5	— 9
spessartiti	144	24.5	42	19.5	14	0.32	0.53	0.5	—12
odiniti	140	26.5	41.5	19.5	12.5	0.26	0.56	0.5	—10
camptoniti	105	22	44	24	10	0.29	0.48	0.6	—35
diabase-spessartite	114	20	48	24.5	7.5	0.3	0.6	0.5	—16
diabasi	124	23	44.5	23.5	9	0.24	0.49	0.5	—12

Zona di Dallimonti.

La roccia filoniana (camp. N. 1-N. 5) manifesta caratteri petrografici del tutto simili a quelli della porfirite diabasica di Mombello (ZEZZA, 1964), da cui dista, in linea d'aria, 900 m circa.

Unico elemento strutturale che differenzia un po' le due rocce è la mancanza nel diabase di Dallimonti di quell'aspetto tendenzialmente porfirico notato nella massa diabasica di Mombello.

Il *diabase di Dallimonti* si presenta come una massa verdastra, omogenea, a grana medio-minuta. La sua omogeneità (macroscopica) più che alla finezza della grana è dovuta alla completa trasformazione degli originari componenti femici in aggregati di prodotti di alterazione (*pennina, clinocloro, ossidi di ferro* e *talco*), che occupano gli spazi poligonali definiti dai cristalli plagioclasici listiformi, che ne restano permeati lungo microfessure e sfaldature.

La struttura della roccia, ofitica sino a intersertale è visualizzata (Tav. XLIV, fig. 2) soprattutto da quella particolare disposizione che gli individui listiformi di plagioclasio sogliono manifestare nelle rocce diabasiche.

Relativamente al basso grado di freschezza della roccia, il *plagioclasio* si mantiene alquanto ben conservato, non avvertendosi pronunciate trasformazioni di tipo saussuritico e sericitico. Costituisce poco più del 50% della roccia (sez. N. 5) e rivela composizione andesinico-labradoritica ($E_{max} = +22^\circ—30^\circ$; $2V_x = 95^\circ\text{-}97^\circ$).

Entro i prodotti di trasformazione dei costituenti femici si distinguono soltanto cristallini di *ilmenite* leucoxenizzata e lamelle di *biotite*, queste ultime associate a plaghe cloritiche prive di talco.

2. - Filoni basici con direzione W-E.

Zona di Piatto.

Il dicco trovato in vicinanza di località Piatto, al margine occidentale della formazione granitica, ha grana medio-fine e struttura subofitica (Tav. XLIV; figg. 5 e 6), localmente mascherata da albite e quarzo intergranulari che conferiscono alla massa un aspetto panidiomorfo (Tav. XLIV; fig. 5).

Il grado di freschezza dei suoi costituenti principali (plagioclasi, anfiboli e biotite) è piuttosto ridotto; i loro prodotti di trasformazione, soprattutto zoisite, sericite, clorite, ossidi di ferro e titanio, appaiono spesso rimossi in interstizi e in esili fessure della massa basica, misti anche a cristallini di quarzo e albite, questa ultima di preferenza accresciuta sul plagioclasio primario listiforme.

Il *plagioclasio* costituisce poco più del 50% della massa totale. I cristalli manifestano in genere un corpo opacizzato e un sottile bordo irregolare e inalterato (Tav. XLIV; fig. 5), di frequente interessato da estinzione sfumata e avente composizione oligoclasico-albitica ($2V_x = 87°$-$92°$).

Spesso il margine esterno dell'orlo albitico di accrescimento si modella contro i cristalli dei principali costituenti femici, apparendo così di formazione posteriore anche rispetto ad essi.

Gli anfiboli appartengono al gruppo delle *orneblende*, pure esse localmente alterate in clorite e trasformate ai bordi in aggregati aciculari di *actinolite*.

L'*orneblenda verde* ($c \widehat{} Z = 18°$-$20°$; $2V_x = 81°$) è alquanto più diffusa dell'*orneblenda bruna*. In più cristalli si avverte un passaggio graduale tra i due tipi, che rappresentano nel complesso il 30% circa della roccia.

La *biotite* è totalmente trasformata in pennina e aggregati microgranulari magnetitico-titaniferi, sparsi nelle lamine.

Accessori, diffusi: *magnetite* e *ilmenite* leucoxenizzata; scarsi: *zircone* e *apatite*.

Il modo (Tab. III) si allinea a quello della roccia filoniana diabasica a tendenza lamprofirica (camp. S.10), avanti descritta. Mancano però nella massa basica di Piatto i relitti di pirosseno uralitizzato, mentre più spinto risulta il processo di albitizzazione del plagoclasio.

Tabella III. — *Diabase uralitizzato e albitizzato* (P.2).

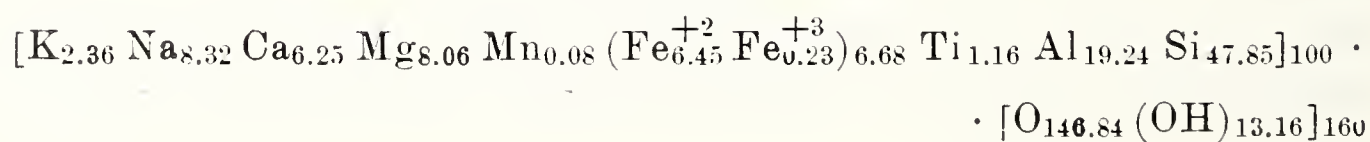
Analisi chimica		Analisi modale	
SiO_2	51.10	plagioclasio (+ prodotti di alterazione)	52.0%
Al_2O_3	17.46	quarzo	3.0
TiO_2	1.66	orneblenda	27.0
Fe_2O_3	0.30	actinolite	1.0
FeO	8.24	biotite	7.0
MnO	0.12	clorite	5.0
MgO	5.78	ilmenite + magnetite	4.5
CaO	6.22	zircone + apatite	0.2
Na_2O	4.60	epidoti	0.3
K_2O	2.00		
H_2O^+	2.10		
H_2O^-	0.40		
	99.98		

Valori di Niggli

magmatici		m. mugearitico	« base »		equivalenziari		« catanorma »	
si	132.8	135	Q	28.8	Q	28.8	Or	11.9
al	26.7	24	Kp	7.1	L	44.9	Ab	36.4
fm	41.1	42	Ne	25.0	M	26.3	An	21.4
c	17.4	18	Cal	12.8	π	0.28	Ne	3.1
alk	14.8	16	Cs	3.0	γ	0.12	Wo	4.0
k	0.22	0.25	Fs	0.3	μ	0.48	Fo	12.1
mg	0.54	0.6	Fa	9.8	α	—0.13	Fa	9.7
ti	3.2	—	Fo	12.1	λ	3.41	Mt	0.3
c/fm	0.42	0.43	Ru	1.1	k'	0.22	Ru	1.1
qz	—26.4	—29			mg'	0.54		

Cella standard sec. Barth

$$[K_{2.36}\, Na_{8.32}\, Ca_{6.25}\, Mg_{8.06}\, Mn_{0.08}\, (\overset{+2}{Fe}_{6.45}\, \overset{+3}{Fe}_{0.23})_{6.68}\, Ti_{1.16}\, Al_{19.24}\, Si_{47.85}]_{100} \cdot$$

$$\cdot [O_{146.84}\, (OH)_{13.16}]_{160}$$

Strutturalmente si inquadra ancora nel tipo dei diabasi, mentre petrochimicamente (Tab. III) vi si nota da un lato una migliore rispondenza con le odiniti, che non per il camp. S.10 e dall'altro un carattere spilitico, che si evidenzia soprattutto nei diagrammi Q-M-L e K(Kp)-Na(Ne)-Ca(Cal).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
m. mugearitico	135	24	42	18	16	0.25	0.6	0.43	—29
P.2	132.8	26.7	41.1	17.4	14.8	0.22	0.54	0.42	—26.4
odiniti	140	26.5	41.5	19.5	12.5	0.26	0.56	0.47	—10

Il tipo magmatico è prossimo al mugearitico. I valori equivalenziari ($\alpha = -0.13$) confermano altresì che il quarzo accessorio, notato nella roccia, è di apporto tardivo.

Zona di Quaregna.

Il filone afanitico scuro, rilevato nei pressi di Quaregna, microscopicamente si presenta come una roccia microporfirica, profondamente deuterizzata; pertanto risulta difficile, se non impossibile la determinazione della originaria associazione mineralogica. Si evidenzia comunque una variazione di grana dal nucleo alle salbande.

I cristalli idiomorfi più sviluppati (sui 600-400 micron) sono in parte ascrivibili a minerali femici, verosimilmente olivinico-pirossenici, visti i residui caratteri morfologici e i minerali epigenici (talco, cloriti, serpentino antigoritico e quarzo) in pseudomorfosi complete su di essi; in parte a termini anfibolici, particolarmente ricchi in titanio. Questi ultimi appaiono in individui semi-opachi, dall'abito aciculare più o meno pronunciato, in sezioni rettangolari, affusolate, romboidali; sono molto più diffusi degli altri femici e formano nella massa una trama poligonale, che alle salbande assume aspetto intersertale ([5]).

La restante porzione della roccia è formata da minute squamette di sericite, clorite, scarso talco e da relitti di feldspati, tra cui qualche plagioclasio geminato.

([5]) Un simile aspetto strutturale è stato descritto dal VUAGNAT (1946) relativamente alla parte periferica di una pillow-lava (albitico-cloritica) della zona di Hörnli (Arosa), a 1-2 cm dal bordo.

Zona di Campore.

I filoni basici, incassati nella massa granitica ed intersecanti anche un più potente filone micrograniticо, manifestano alle salbande i segni di un brusco raffreddamento periferico subìto nella messa in posto. Da un corpo centrale a grana medio-minuta e a struttura tendenzialmente ofitica sino a subofitica (Tav. XLVI; fig. 4) si passa gradualmente al contatto con il microgranito (Tav. XLV; figg. 2 e 3) e col granito (Tav. XLV; fig. 1) a una facies microlitico-vetrosa (Tav. XLV; fig. 1) o criptocristallina (Tav. XLV; fig. 2).

Granito e microgranito non risultano modificati nelle zone di contatto; né gli scarsi piccoli frammenti di queste rocce, inclusi nelle parti marginali del filone, sembrano essere stati anche solo parzialmente assimilati dalla massa basica.

Strutturalmente la roccia filoniana è da ritenersi un *diabase uralitizzato* che, a causa della spinta trasformazione del suo pirosseno monoclino, conserva solo localmente il tipico motivo ofitico.

La composizione mineralogica, ricavata in un campione della zona assiale del filone (sez. C.12), pone in evidenza il suo alto contenuto in anfiboli:

plagioclasio (+ prodotti secondari)	41%
pirosseno	5
orneblenda	20
actinolite	22
clorite (+ talco)	5
ilmenite, magnetite (+ apatite)	7

L'abbondante *orneblenda verde* (X = giallo-verde pallido; Y = Z = verde scuro; $c\hat{}Z = 19°-23°$; $2V_x = 78°-76°$) ricca di cristallini opachi e la molto scarsa *orneblenda bruna* (X = giallo bruno, Y = Z = bruno rossiccio; $c\hat{}Z = 9°$) sembrano essere state generate dalla parziale o totale trasformazione dell'*augite titanifera* (X = giallo pallido; Y = viola pallido; Z = viola intenso; $c\hat{}Z = 49°$; $2V_z = 52°$), che spesso appare distintamente allotriomorfa rispetto al plagioclasio. Così ad una ulteriore trasformazione dell'anfibolo sembra ricollegarsi buona parte dell'*actinolite* (X = incoloro, Z = verde pallido; $c\hat{}Z = 11°-14°$), i cui sviluppati aggregati paralleli e raggiati si manifestano perifericamente agli

TABELLA IV. — *Diabase uralitizzato* (camp. C.12).

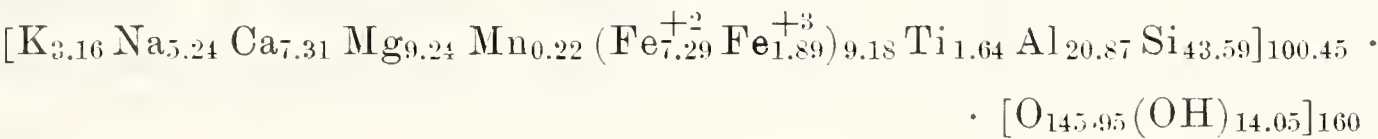
Analisi chimica		Analisi modale	
SiO_2	45.55	plagioclasio (+ prodotti di alterazione)	41%
Al_2O_3	18.50		
TiO_2	2.26	pirosseno	5
Fe_2O_3	2.59	orneblenda	20
FeO	9.10	actinolite	22
MnO	0.28	clorite	5
MgO	6.49	ilmenite + magnetite (+ apatite)	7
CaO	7.13		
Na_2O	2.83		
K_2O	2.60		
H_2O^+	2.17		
H_2O^-	0.28		
	99.78		

Valori di Niggli

magmatici		equivalenziari « base »				« catanorma »	
si	107.4	Q	25.2	Q	25.2	Or	15.7
al	25.7	Kp	9.4	L	43.7	Ab	18.5
fm	45.9	Ne	15.7	M	31.1	An	31.0
c	18.0	Cal	18.6	π	0.43	Ne	4.6
alk	10.4	Cs	1.6	γ	0.05	Wo	2.1
k	0.37	Fs	2.8	μ	0.47	Fo	13.8
mg	0.50	Fa	11.2	α	—0.38	Fa	9.8
ti	4.0	Fo	13.8	λ	2.81	Mt	2.8
c/fm	0.39	Ru	1.7	k'	0.37	Ru	1.7
qz	—34.2			mg'	0.50		

Cella standard sec. Barth

$$[K_{3.16}\,Na_{5.24}\,Ca_{7.31}\,Mg_{9.24}\,Mn_{0.22}\,(\overset{+2}{Fe}_{7.29}\,\overset{+3}{Fe}_{1.89})_{9.18}\,Ti_{1.64}\,Al_{20.87}\,Si_{43.59}]_{100.45}\cdot$$

$$\cdot\,[O_{145.95}(OH)_{14.05}]_{160}$$

individui di orneblenda. Non mancano però aggregati di aciculi intrecciati di actinolite frammista a clorite e talco, forse epigenici di altro minerale femico.

I cristalli, sempre distintamente idiomorfi, di *plagioclasio* ririsultano trasformati in prodotti argillosi, sericite ed epidoti; soltanto una minima percentuale mantiene inalterato un sottile bordo. La misura dell' E_{max} ($+26^o$; $+29^o$) su qualche cristallo geminato Albite relativamente meglio conservato, permette di ricondurre il feldspato a termini andesinico-labradoritici.

I dati chimici (Tab. IV) confermano il carattere basico della roccia. La sua attribuzione a un tipo magmatico specifico sembra impossibile. Va notato il valore relativamente alto di K_2O e di *k* e la rispondenza dei parametri magmatici del campione analizzato con quelli medi delle camptoniti.

Conclusioni.

Le masse filoniane basiche incassate nel granito del Biellese seguono due direttrici tettoniche principali: NNW-SSE e W-E. Più precisamente, il maggior numero di filoni ha direzione N 10^o-30^o W e immerge a E-SE e, in qualche caso, a SW, sempre sotto forti angoli (70^o-80^o); dei tre filoni disposti W-E, due immergono a N 20^o W e uno a S 20^o W.

La giacitura di queste manifestazioni concorda con quella notata, soprattutto dal BALK (1924) e dal GALLITELLI (1937; 1941), per le intrusioni basiche entro i massicci granitici della Valsesia-Lago d'Orta e del Mottarone-Baveno. L'unica differenza, circa la giacitura, sta forse nella prevalenza entro il granito del Biellese di iniezioni meridiane immergenti a E-SE, piuttosto che a W-SW.

Pari orientamento NNW-SSE e W-E hanno anche, entro il granito del Biellese, i filoni acidi tardoercinici, quali ad esempio quello di Campore diretto a NNW e quelli della zona di Dallimonti, del M. Localà (BALCONI-ZEZZA, 1965) e della strada Ponzone-Pray, tutti diretti W-E.

L'unico chiaro esempio di intersezione tra un filone microgranitico e un filone diabasico, notato nei pressi di Campore, parla in favore di una messa in posto successiva della massa basica.

I filoni basici entro il granito del Biellese, se relativamente potenti, manifestano, con la riduzione della grana dal nucleo alle salbande, un passaggio della struttura da ofitica, a subofitica, a intersertale, a microporfirica sino a microlitico-vetrosa al diretto contatto col granito incassante. Invece, per le iniezioni di 10-25 cm di potenza la roccia rivela normalmente una struttura porfirica o microporfirica con massa di fondo da intersertale a micro-criptocristallina.

Le masse di maggior potenza appartengono a diabasi olivinici e non, i quali, in parte, hanno subìto durante o dopo la messa in posto trasformazioni più o meno spinte nei loro costituenti mineralogici (ad esempio: pilitizzazione dell'olivina, uralitizzazione del pirosseno, albitizzazione del plagioclasio); processi questi, che rendono talora (filone di Piatto) meno evidente la caratteristica struttura ofitica della massa diabasica e ne modificano la normale associazione mineralogica. I filoni di ridotta potenza appaiono talvolta (Campore: 30-60 cm di spessore) di natura chiaramente diabasica; più spesso rivelano struttura e paragenesi di rocce lamprofiriche (Simone: filoni di spessartite, S.1-S.5 e S.8 di 25 e 10 cm di potenza).

Una prima ipotesi di lavoro, che cioè i filoni di diabase fossero disposti NNW-SSE e quelli lamprofirici o a tendenza lamprofirica seguissero un andamento W-E, non sembra potersi sostenere visto che la roccia diabasica risulta incassata in entrambi i due sistemi di fratture e che talora (zona Simone-Gallo) gli uni e gli altri costituiscono un insieme di filoni subparalleli, intercalati entro breve spazio, con giacitura costante, ma con potenza variabile.

E' molto probabile che tutte queste manifestazioni basiche derivino da uno stesso magma basaltico.

Vi si nota infatti, accanto a due filoni (Simone-Gallo, S.12-S.13; Campore, C.7-C.14) tipicamente diabasici per struttura, composizione mineralogica e chimica, altri due filoni (Simone-Gallo, S.9-S.11; Piatto, P.1-P.3) che si manifestano come diabasi, talora biotitici, uralitizzati e albitizzati, a tendenza odinitica. I primi due vengono petrochimicamente a inquadrarsi in un magma femico con contenuto normale di calcio e relativamente povero di alcali; i secondi in un magma semifemico, in un caso ancora povero di alcali (filone di Simone-Gallo, S.9-S.11) e nell'altro pas-

sante ad alcalino intermedio (filone di Piatto). Per questo ultimo, i valori di Q M L e Kp Ne Cal indicano ancora una leggera differenziazione spilitica.

Il confronto tra le quantità dei singoli cationi del campione di diabase olivinico della zona Simone-Gallo e dei due diabasi uralitizzati e albitizzati, porta a notare per questi ultimi un relativo arricchimento di Si, Na, K e OH, che può essere visto come un residuo acido alcalino del magma basaltico, che ha provocato trasformazioni metasomatiche più o meno accentuate nei costituenti della roccia basica e la cristallizzazione tardiva di biotite e quarzo.

Nel loro insieme i filoni a carattere eminentemente diabasico notati entro il granito del Biellese e quelli prevalentemente lamprofirici presenti negli altri massicci granitici ercinici subalpini, stanno ad indicare l'esistenza di un'altra associazione spaziale di diabasi e lamprofiri, e a suffragare così le teorie che ascrivono al magma basaltico la parte attiva della formazione dei lamprofiri alla fine di un periodo orogenetico (CARSTENS, 1959; MÉTAIS, 1961; WIMMENAUER W. e HAHN-WEINHEIMER P., 1966).

Ringrazio sentitamente il Dott. L. Ungaretti per aver eseguito le analisi chimiche e i Proff. Balconi e Veniale per i consigli e la lettura critica del lavoro.

BIBLIOGRAFIA

BALCONI M. e ZEZZA U., 1965 - I rapporti tra graniti e porfidi nel Biellese. *Per. Miner.*, XXXIV, 257-314.

BALCONI M. e ZEZZA U., 1968 - Considerazioni sulla determinazione per via ottica dello stato termico dei plagioclasi - Curve % An/2V. *Per. Miner.*, XXXVII, 67-127.

BALK R., 1924 - Zur Tektonik der Granitmassive von Baveno und Orta in Oberitalien. *Geol. Rundschau*, XV, 110-122.

BAMBAUER H. U., 1959 - Direkte Bestimmung der Auslöschungsschiefe nach (h0l) verzwillingter monokliner Kristalle von allgemeiner Schnittlage, dargestellt an Pyroxenen und Amphibolen. *Zeit. Krist.*, III, 421-434.

BEARTH P., 1932 - Die Ganggesteine des Malcantone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, XII, 180-203.

BERTOLANI M., 1961 - Fenomeni di granitizzazione e di contatto nella zona di Quarna (Novara). *Rend. S.M.I.*, XVII, 65-108.

BORTOLAMI G., CARRARO F. e SACCHI R., 1967 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 43° Biella. Roma, p. 74.

BURRI C., 1931 - Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, XI, 285-289.

CARSTENS H., 1959 - Comagmatic lamprophyres and diabases on the south coast of Norway. *Beitr. zur Mineral. und Petr.*, VI, 299-319.

COSSA A., 1878 - Sulla diabase peridotifera di Mosso nel Biellese. Atti R. Acc. Lincei, II, ser. 3ª (in *Ricerche Chimiche e Microscopiche*, Torino 1881).

D'AMICO C., 1960 - La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onani (Sardegna). *Acta geol. Alpina, 8*, 129-180.

D'AMICO C. e GUIDICINI B., 1961 - Le rocce filoniane diabasiche e spessartitico-porfiritiche di S. Efisio (Nuoro). *Rend. S.M.I.*, XVII, 245-278.

FRANCHI S., 1905 - Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 36*, 270-298.

FRANZINI M., 1965 - Sulla determinazione della composizione e dello stato termico dei plagioclasi geminati Albite-Karlsbad. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, ser. A, LXXII, 594-613.

GALLITELLI P., 1937 - Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. *Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, XLVI, 150-226.

GALLITELLI P., 1938 - Ricerche petrografiche sul Montorfano (Lago Maggiore). *Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lett. Arti di Modena*, ser. V, III, 1-92.

GALLITELLI P., 1941 - Ricerche geopetrochimiche sul massiccio eruttivo compreso fra la Valsesia ed il Lago d'Orta. *Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lett. Arti di Modena*, ser. V, V, pp. 102.

KENNEDY G. C., 1947 - Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals. *Amer. Miner., 32*, p. 567.

JOHANNSEN A., 1937 - A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. III, *Univ. Chicago Press.*

MÉTAIS D., 1961 - Les roches filoniennes basiques de la rade de Brest: kersantites et dolerites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7ª, III, 387-396.

NĚMEC D., 1966 - Plagioclase Albitization in the Lamprophyric and Lamproid Dykes at the Eastern Border of the Bohemian Mass. *Contr. Mineral. Petrol., 12*, 340-353.

NEMOTO T., 1938 - A new Method of determining Extinction Angles of Monoclinic Minerals, especially of Pyroxenes and Amphiboles, by means of Random Sections. *Jour. Fac. Sc. Hokkaido Univ.*, ser. *4, 4*, 108-112.

NIGGLI P. e BEGER P. J., 1923 - Gesteins- und Mineralprovinzen. *Borntraeger*, Berlino.

NOVARESE V., 1933 - L'età del granito del Lago Maggiore. *Boll. R. Uff. Geol. d'Italia*, LVIII, 1-32.

PARKER R. L., 1926 - Über Lamprophyre im Granit von Baveno. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, VI, 102-114.

PELLIZZER R., 1955 - Primi confronti tra alcune ofioliti alpine ed appenniniche. *Rend. S.M.I.*, XI, 226-232.

RITTMANN A., 1967 - I vulcani e la loro attività. *Ed. Cappelli*, Bologna.

Streckeisen A. L., 1967 - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner.*, Abh. *107*, 144-240.

Traverso S., 1895 - Geologia dell'Ossola. *Tip. Ciminago*, Genova.

Tröger W. E., 1935 - Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Deutsche Min. Gesellschaft*, Berlino.

Veniale F., 1961 - Le formazioni granitoidi della Val Sessera. *Rend. S.M.I.*, XVII, 543-590.

Vuagnat M., 1946 - Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, XXVI, 116-228.

Wimmenauer W. e Hahn-Weinheimer P., 1966 - Geochemische und petrographische Kriterien für die Herkunft von Kersantiten und Minetten. *N. Jb. Miner., Mh.*, 201-220.

Zezza U., 1964 - Su un filone di porfirite diabasica entro il granito del Biellese. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, CIII, 49-63.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XLIV

Fig. 1. — Struttura ofitica del diabase olivinico (località Simone-Gallo, sez. S.13).

Solo pol.; 22 ×

Fig. 2. — Aspetto generale della massa diabasica di Dallimonti, con femici completamente trasformati in clorite, ossidi di ferro e ilmenite (sez. N.5).

Solo pol.; 68 ×

Fig. 3. — Diabase a grana minuta e a struttura subofitica, uralitizzato, con biotite (zona Simone-Gallo, sez. S.10).

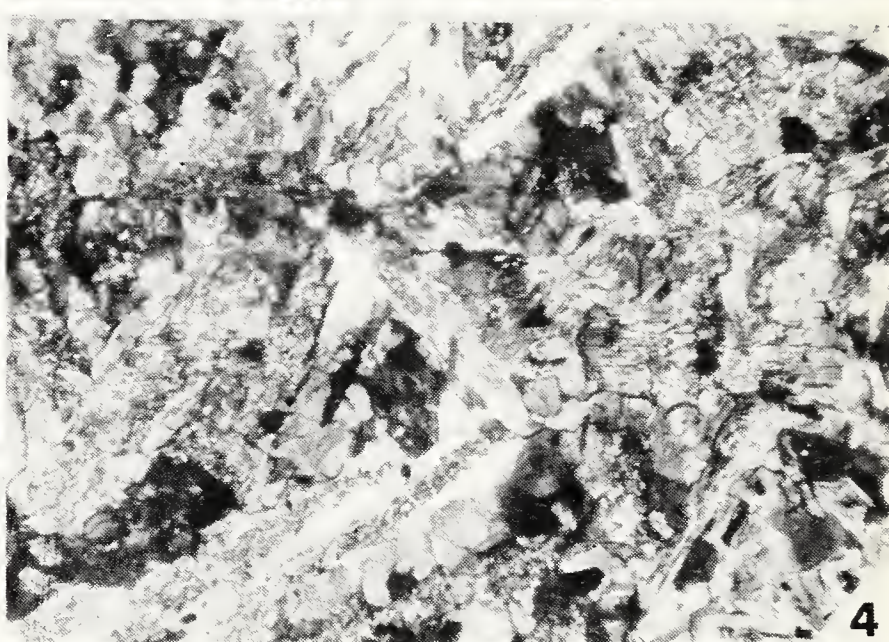
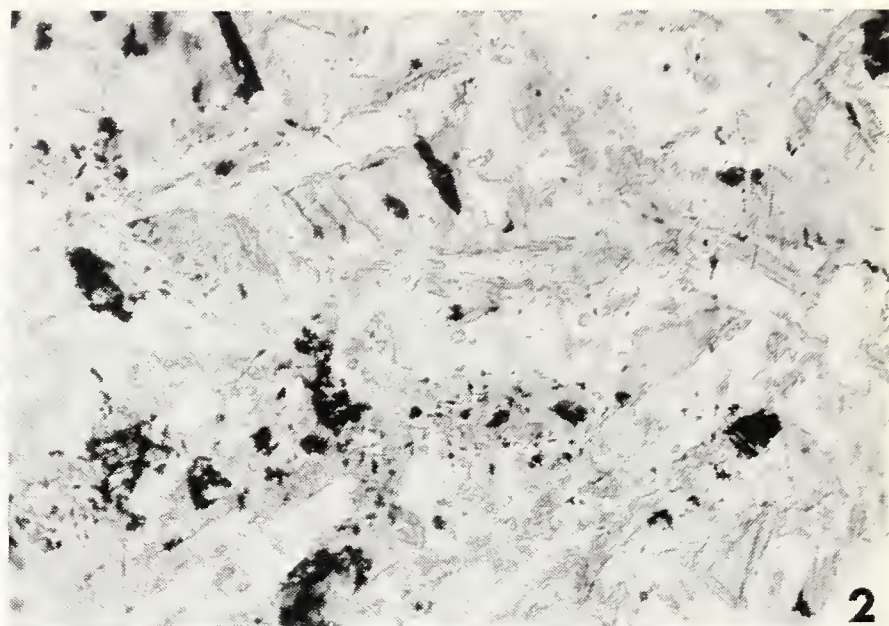
Solo pol.; 22 ×

Fig. 4. — Idem, plagioclasi, con nucleo opacizzato e bordo albitico limpido e irregolare, delimitanti spazi poligonali occupati da più minuti individui femici (sez. S.9).

Nicols +; 68 ×

Figg. 5 e 6. — Diabase uralitizzato e albitizzato di Piatto (sez. P.2): plagioclasi listiformi (fig. 5) alterati, con orlo albitico di accrescimento, che confonde il primario idiomorfismo e il carattere ofitico, o almeno subofitico (fig. 6), della roccia.

Nicols +; 22 ×
Solo pol.; 68 ×

1
2
3
4
5
6

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XLV

Figg. 1, 2 e 3. — Motivi strutturali microlitico-vetroso e micro-criptocristallino assunti dal diabase uralitizzato di Campore al contatto con la massa granitica (fig. 1; sez. C.7) e col filone micrognanitico (fig. 2, sez. C.10; fig. 3, sez. C.9). In fig. 3, appaiono nel diabase degli inclusi cataclastici non modificati.

Solo pol.; 29 ×

Fig. 4. — Spessartite della zona di Simone (filone S.1-S.5); struttura microporfirica per cristalli allungati di orneblenda, immersi in una massa di fondo alterata e cosparsa di aciculi di tremolite-actinolite (sez. S.1).

Solo pol.; 87 ×

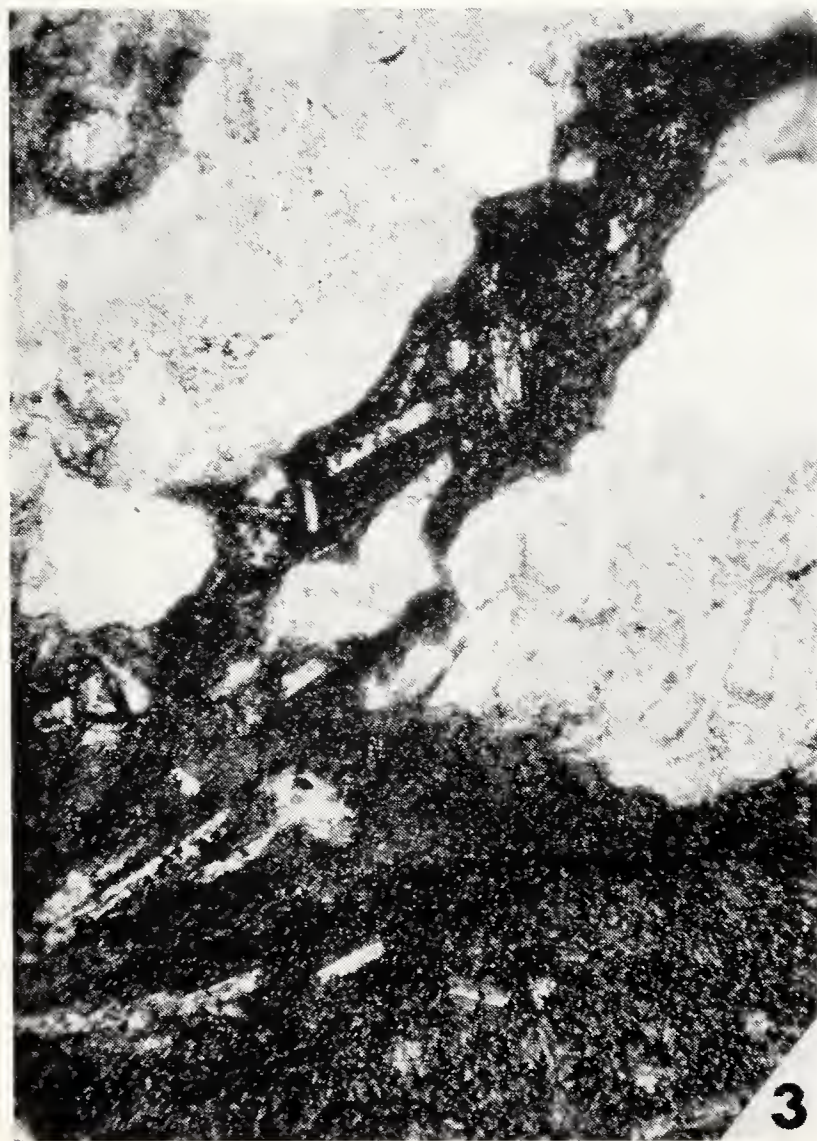
1
2
3
4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XLVI

Fig. 1. — Diabase olivinico della zona Simone-Gallo (sez. S.12-S.13): cristalli di olivina marginalmente trasformati in actinolite (sez. S.12a).

Solo pol.; 68 ×

Fig. 2. — Idem, cristallo di olivina con incipiente trasformazione pilitica secondo maglie romboidali (sez. S.12b), a contatto con pirosseno e plagioclasio.

Solo pol.; 68 ×

Fig. 3. — Idem, trasformazione parziale del pirosseno in orneblenda bruna (sez. S.12b).

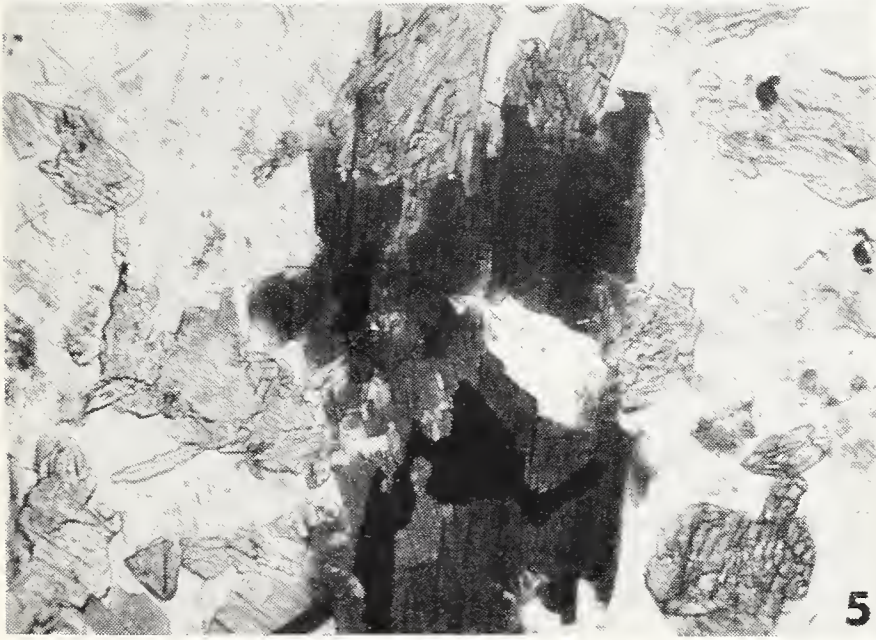
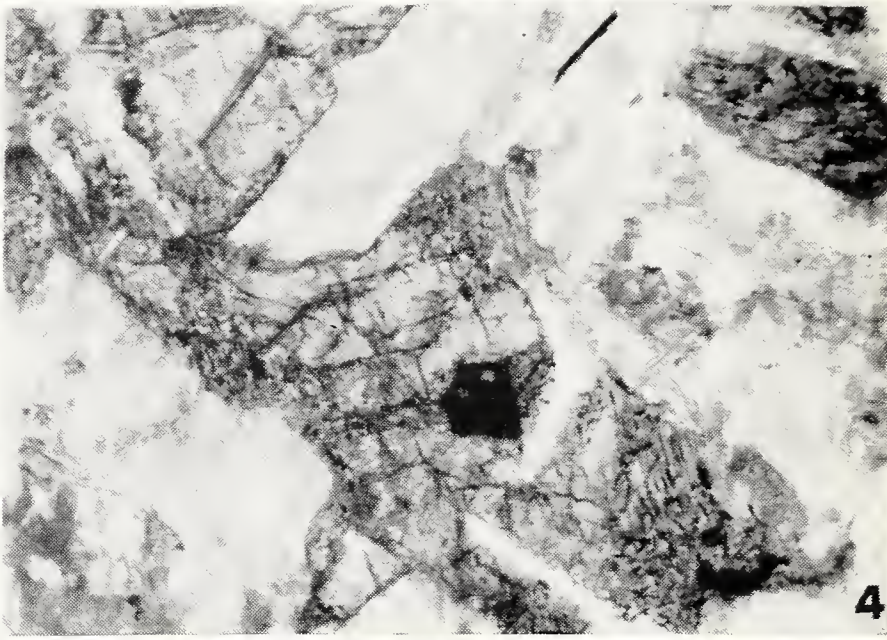
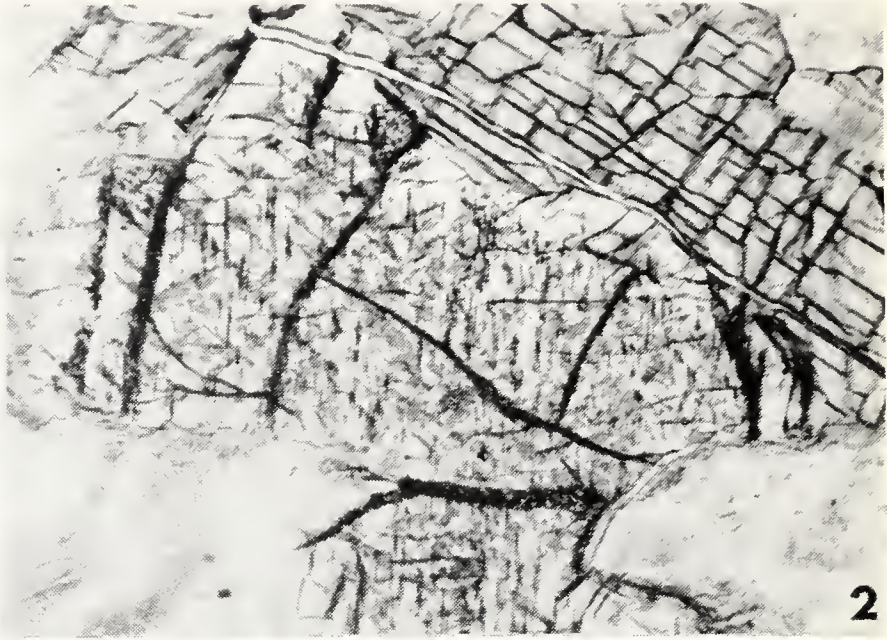
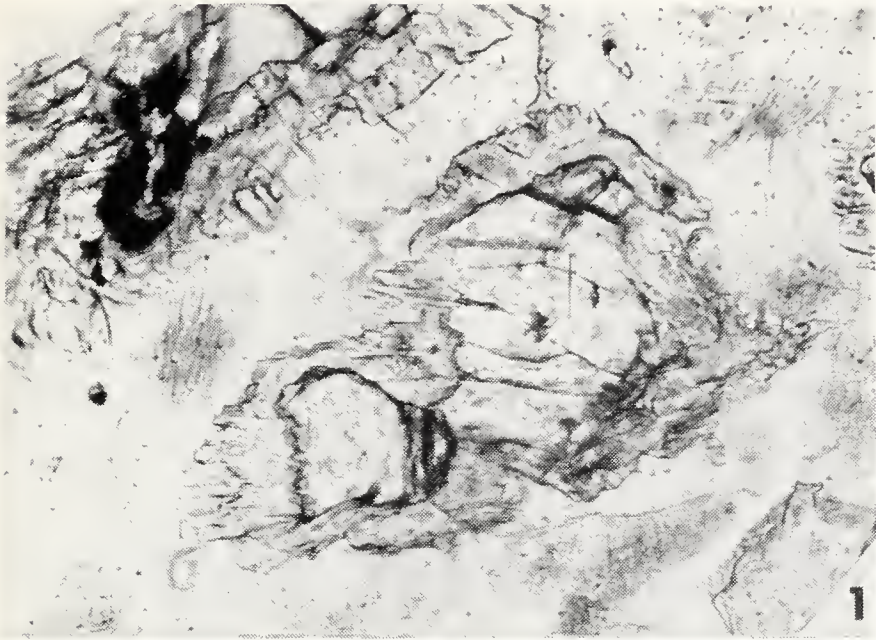
Solo pol.; 68 ×

Fig. 4. — Diabase uralitizzato della zona di Campore: pirosseno, allotriomorfo rispetto al plagioclasio, con incipiente trasformazione in orneblenda verde (sez. C.14).

Solo pol.; 68 ×

Figg. 5 e 6. — Diabase uralitizzato con biotite (zona Simone-Gallo; sez. S.9-S.11): esempi di sostituzione dell'orneblenda verde da parte della biotite (sez. S.10).

Solo pol.; 132 ×

1
2
3
4
5
6

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI

Consiglio Direttivo per il 1969

Presidente:	Nangeroni Prof. Giuseppe (1968-1969)
Vice-Presidenti:	Viola Dr. Severino (1968-1969) Conci Prof. Cesare (1969-1970)
Segretario:	de Michele Dr. Vincenzo (1968-1969)
Vice-Segretario:	Buscaglia Cav. Italo (1969-1970)
Cassiere:	Turchi Rag. Giuseppe (1969-1970)
Consiglieri: (1968-1969)	Magistretti Dr. Mario Marchioli Ing. Giorgio Moltoni Dr. Edgardo Ramazzotti Ing. Prof. Giuseppe Schiavinato Prof. Giuseppe Taccani Avv. Carlo
Bibliotecario:	Schiavone Sig. Mario

MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Personale scientifico (1969)

Direttore: Conci Prof. Cav. Cesare (Entomologia)

Vice-Direttore (fino al 14-I-1969) e Dirigente dell'Acquario:
Torchio Dr. Menico (Ittiologia e Teutologia)

Vice-Direttore: Pinna Dr. Giovanni (Paleontologia e Geologia)

Conservatori:
- Cagnolaro Dr. Luigi (Teriologia ed Ornitologia)
- de Michele Dr. Vincenzo (Mineralogia e Petrografia)
- Leonardi Dr. Carlo (Entomologia)

Personale tecnico (1969)

Capo Preparatore: Lucerni Cav. Giuliano

Vice-Capo Preparatore: Bucciarelli Sig. Italo (Insetti)

Preparatori:
- Giuliano Sig. Giangaleazzo (Vertebrati)
- Bolondi Sig. Lauro
- Spezia Sig. Luciano (Fossili)

Personale amministrativo (1969)

Addetto ai Cataloghi del Museo: Buscaglia Cav. Italo

Addetto alla Segreteria del Museo: D'Amato Sig. Floridoro

Addetti alla Biblioteca del Museo: Schiavone Mario, Commissario Amm.; Perin Mario, Applicato.

CRONACA SOCIALE
DELLA SOCIETA' ITALIANA DI SCIENZE NATURALI

Adunanze Sociali

Verbale della seduta del 19 ottobre 1968

Presiede il Presidente, Prof. G. Nangeroni

Aperta la seduta, in assenza degli Autori, il dr. G. Pinna presenta i lavori di F. Levi Setti, *Le ammoniti del genere Dumortieria della serie Toarciana del Passo del Furlo (Appennino Centrale)*, e di P. Palla, *Lamellibranchi pliocenico-quaternari del pedeappennino modenese nella collezione del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*. Il Segretario, in assenza degli Autori, legge i riassunti dei lavori di G. Cantaluppi e A. Savi, *Le ammoniti di Molino Grasso d'Olona (Varesotto)*, e di G. Cantaluppi e G. Brambilla, *Le ammoniti del Ripiantino (Saltrio) e della Breggia (Canton Ticino)*. Infine il dr. U. Zezza riassume il lavoro da lui steso in collaborazione con A. Piccio, *Sulle caratteristiche fisiche di alcune alabastriti italiane*.

Passando agli Affari, il Presidente ricorda l'ottima riuscita dell'escursione effettuata il 9 giugno a Baveno, Montorfano e Villa Taranto.

Nella votazione per la nomina di due *Revisori dei Conti* per il Bilancio Consuntivo 1968, vengono eletti il Prof. *S. Venzo* e il Dr. *R. Potenza*.

Nella votazione per la nomina a *Soci Annuali* risultano eletti i Sigg.: Sig. *Paolo Amedeo* (Milano), proposto da R. Potenza e G. Ronchi; Dr.ssa *Maria Carla Gualdoni* (Milano) e Dr. *Valerio Vendegna* (Milano), proposti da M. Torchio e C. Conci; Sig. *Edgar Huen* (Milano), proposto da V. Mattioli e V. de Michele; Dr. *Egidio Pesce* (Milano), proposto da S. Viola e Ed. Moltoni; Dr.ssa *Ines Poscio* (Villadossola), proposta da A. Roggiani e G. Fagnani; Dr. *Egidio Tagliabue* (Milano), proposto da Ed. Moltoni e G. Gallelli; Ing. *Aurelio Viriglio* (Milano), proposto da G. Pinna e L. Cagnolaro; Dr. *Massimo Visconti* (Varese), proposto da P. Rossi e V. de Michele; Dr. *Giuseppe Brambilla* (Milano), Dr. *Serafino Corti* (Brescia), Dr. *Attilio Savi* (Pavia), proposti da G. Sacchi Vialli e G. Cantaluppi; Sig. *Virgilio Bottoni* (Milano), Sig. *Antonio Bozzato* (Milano), Sig. *Mario Ciappelli* (Sesto Fiorentino), Sig.ra *Maria Galdabini* (Cardano al Campo), *Istituto di Mineralogia dell'Università di Bari*, Rag. *Umberto Torretta* (Albiate Brianza), proposti da C. Conci e V. de Michele; Dr. *Claudio Brissoni* (Zogno) e Sig. *Attilio Torriani* (S. Pellegrino), proposti da A. Piazzoli e C. Conci.

Terminate le votazioni i Dr. *Claudio Brissoni* e *Attilio Torriani* proiettano e commentano una splendida serie di diapositive su « *Flora Alpina della Val Brembana* ».

Il Segretario
Dr. V. de Michele

VERBALE DELLA SEDUTA DELL'8 MARZO 1969
Presiede il Presidente, Prof. G. Nangeroni

Aperta la seduta viene letto e approvato il verbale della riunione precedente, del 19 ottobre 1968, che viene approvato all'unanimità.

Passando alle LETTURE, in assenza degli Autori, il Segretario riassume il lavoro di M. FIORENTINI POTENZA, *Ruolo della mica nel metamorfismo Sesia-Lanzo*; il dr. C. Leonardi presenta la nota di L. DE CARVALHO, *Missione 1965 del Prof. G. Scortecci nello Yemen. Coleoptera: Paussidae*; ed il Prof. S. Venzo illustra il lavoro di F. MANCINI, *Notizie sui paleosuoli e sui loess dell'anfiteatro morenico occidentale e frontale del Garda (con osservazioni di micromorfologia pedologica di G. A. Ferrari)*.

Passando agli AFFARI, il Prof. G. Nangeroni ricorda l'ottimo esito della gita effettuata il 20 ottobre scorso al Pian delle Betulle e Piona. Il Dr. M. TORCHIO presenta un quadro allarmante della situazione faunistica del Mediterraneo in conseguenza della caduta di barriere diverse lungo il Canale di Suez, che permette il transito di specie indopacifiche spesso patogene o distruttive nei confronti della fauna mediterranea indigena; chiede perciò l' intervento autorevole della Società. A lui si associa il dr. G. PINNA che ricorda la strage delle giovani foche a scopo commerciale. Il Presidente dà allora mandato ai suddetti Soci di presentare concrete proposte.

Indi viene presentato ed approvato il Bilancio Consuntivo 1968, regolarmente accompagnato dalla relazione dei Revisori dei Conti. Nella votazione per la nomina di Soci alle cariche scadute di Vice-Segretario e Cassiere vengono eletti rispettivamente i Sigg. Italo Buscaglia e Giuseppe Turchi.

Nella votazione per la nomina di soci annuali vengono eletti i Sigg.: Dr. *Maurizio Alessandri* (La Spezia), proposto da E. Moltoni e C. Conci; Sig. *Alfredo Bini* (Milano), proposto da G. Cappa e T. Samoré; Prof. *Carmelo De Lucca* (Malta), proposto da E. Moltoni e L. Cagnolaro; Sig. *Angelo De Marchi* (Parma), proposto da C. Taccani e C. Conci; Dr. *Virgilio Fossa* (Bergamo), proposto da C. Donizetti e V. de Michele; Dr. *Maria Mariani* (Milano), proposta da P. Manfredi e C. Conci; Sig. *Silvano Pellegatta* (Busto Arsizio), proposto da A. Braccio e V. de Michele; Sig. *Antonello Perissinotto* (Padova), proposto da C. Conci e I. Bucciarelli; Sig. *Daniele Prudenzano* (Milano), proposto da R. Potenza e V. de Michele; Sig.ra *Maria Luisa Schileo Bettini* (Milano), proposta da F. Massard Faraoni e V. de Michele; Dr.ssa *Cesara Alferro* (Milano), Prof. *Aldo Brilli Cattarini* (Pesaro), Dr. *Pompeo Casati* (Monza), Dr. *Carlo Cosma* (Lecce), Dr. *Angelo Milanesi* (Varese), proposti da C. Conci e V. de Michele.

Terminate le votazioni, il Prof. *Giuseppe Nangeroni* proietta e commenta un'ammirata srie di diapositive su: « *Un Naturalista in Islanda* ».

Il Segretario
Dr. V. DE MICHELE

Verbale della seduta del 21 giugno 1969

Presiede il Presidente, Prof. G. Nangeroni

Aperta la seduta, si legge il verbale della riunione precedente, dell'8 marzo 1969, che viene approvato all'unanimità.

Pasando alle Letture, il dr. L. Montanari presenta i risultati delle ricerche da lui effettuate in collaborazione con G. Cantaluppi su *La serie domeriana della Val Ceppelline* (*Alta Brianza*); il dr. M. Torchio illustra le sue *Osservazioni sull' ittiofauna del Golfo di Taranto* e il dr. A. Mottana riassume il lavoro da lui elaborato con F. Barbagelata su *Anfiboliti e cloritoscisti negli Scisti di Edolo* (*Alpi Orobie Orientali*).

Passando agli Affari, viene letto, discusso ed approvato all'unanimità il Bilancio Preventivo 1969. Indi viene approvata la proposta di aumentare la quota sociale a partire dal 1970 e si rimanda alla prossima seduta il compito di specificarne le modalità .

Nella votazione per la nomina di Soci Annuali vengono eletti i Sigg.: Dr. *Battista Belingeri* (Milano), proposto da Ed. Moltoni e G. Gallelli; Sig. *Ulderico Berto* (Melzo), proposto da Ed. Moltoni e C. Conci; Ing. *Mario Cadei* (Bergamo), proposto da C. Conci e V. de Michele; Ing. *Guido Dalla Casa* (Pino Torinese), proposto da A. Veggiani e G. Dalla Casa; Dr. *Vincenzo De Pascale* (Milano), proposto da V. de Michele e C. Conci; Dr. *Alessandro Illengo* (Milano), proposto da C. Conci e V. de Michele; Dr. *Loris Montanari* (Pavia), proposto da G. Sacchi Vialli e G. Cantaluppi; Prof. *Mario Salfi* (Napoli), proposto da C. Conci e Ed. Moltoni; Dr. *Luciano Santini* (Pisa), proposto da F. Venturi e C. Conci; Ing. *Francesco Settepassi* (Roma), proposto da C. Conci e F. Toffoletto.

Terminate le votazioni, il Prof. *Giuseppe Nangeroni* proietta e commenta una serie di diapositive ad illustrazione del suo lavoro su « *Note geomorfologiche sui monti ad occidente del Lario comasco* ».

Il presente verbale viene steso, letto ed approvato seduta stante.

Il Segretario
Dr. V. de Michele

Elenco dei Soci e degli Enti
che hanno versato contributi straordinari per il 1969

Sig. Bruno Anfelli	L.	7.000
Dr. Pietro Borghi	»	3.000
Dr. Alessandro Braccio	»	7.000
Prof. Ardito Desio	»	3.000
Sig. Vittorio Faverio	»	3.000
Dr. Giancarlo Floriani	»	10.000
Prof. Giovan Battista Floridia	»	3.000
Sig. Renzo Gandolfi	»	3.000
Dr. Ing. Giorgio Marchioli (per il 1968 e 1969)	»	100.000
Sig.ra Elvira Piatti Pistoia	»	2.000
Sig. Werner Steiner	»	3.000
Avv. Carlo Taccani	»	10.000
Prof. Arduino Terni	»	3.000
Rag. Italo Urio	»	2.000
Sig. Ignazio Vigoni	»	3.000
Dr. Severino Viola	»	6.000
Fondazione Marco e Rosa De Marchi	»	100.000
Cassa di Risparmio delle Provincie Lombarde	»	200.000
Ministero della Pubblica Istruzione	»	250.000
Consiglio Nazionale delle Ricerche - Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie	»	1.500.000

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/4: 544-566, 15-XII-1969

ELENCO DEI SOCI

al 1° gennaio 1970

DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI

L'anno che precede il nome è quello di ammissione a Socio.

1963. Abrami Dr. Giovanni - Istituto di Botanica dell'Università, Via Orto Botanico 13, 35100 Padova - *Botanica, Speleologia.*

1964. Achermann Giorgio - Via Minetti 2, 22035 Canzo (Como) - *Geologia.*

1956. Agazzi Giorgio - Cannaregio 4889 B, 30121 Venezia - *Entomologia: Coleotteri. Biospeleologia.*

1961. Agip S.p.A., Direzione Mineraria - Servizio Geologico del Sottosuolo - 20097 S. Donato Milanese (Milano).

1966. Agosti Prof. Don Guido - Via Don Zeffirino Iodi, 2, 42100 Reggio Emilia - *Geologia.*

1962. Agostini Prof. Filippo Guido - Via Sapeto 7, 20123 Milano - *Geografia.*

1959. Agostoni Dr. Franco - Viale Coni Zugna 56, 20144 Milano - *Piante e giardini.*

1969. Alessandri Dr. Maurizio - Via Genova 5/4, 19100 La Spezia - *Ornitologia.*

1965. Aletti Dr. Guglielmo Carlo - Via Tiziano 9/A, 20145 Milano - *Geologia, Pedologia.*

1968. Aletti Maria - Via S.to Spirito 14, 20121 Milano - *Entomologia: Lepidotteri.*

1969. Alferro Dr.ssa Cesara - Via Cesare da Sesto 22, 20123 Milano - *Geologia.*

1967. Alloatti Giuseppe - Strada Mongreno 34, 10132 Torino.

1964. Alonzi Prof. Attilio - Via Casilina 158 F, 03013 Ferentino (Frosinone) - *Geologia.*

1940. Altini Dr. Giuseppe - Via dei Lucilii 8 A, 00056 Roma Lido - *Protezione della natura.*

1968. Amedeo Paolo - Via Friuli 85, 20135 Milano - *Speleologia.*

1957. Andreotti Canepari Dr.ssa Renata - Via Belgirate 18/A, 20125 Milano - *Mineralogia: minerali argillosi.*

1963. Anfelli Bruno - Via del Risorgimento 32, 37100 Verona - *Ornitologia.*

1961. Angeletti Prof.ssa Silvana - Viale Cassiodoro 24, 20145 Milano - *Biologia, Geologia.*
1965. Annoscia Dr. Enrico - Via Mincio 3, 20139 Milano - *Geologia, Paleontologia.*
1954. Antonelli Dr. Ing. Cesare - Via S. Severino, 06038 Spello (Perugia) - *Mineralogia.*
1966. Anzi Gianasso Prof.ssa Margherita - Corso Lodi 104, 20139 Milano - *Geografia.*
1948. Aragone Dr. Angelo - Via Roma 10, 15069 Serravalle Scrivia (Alessandria).
1955. Arbocco Isetti Dr.ssa Gianna - Museo Civico di Storia Naturale, Via Brigata Liguria 9, 16121 Genova - *Ittiologia.*
1959. Arietti Nino - Piazzale L. Pavoni 14, 25100 Brescia - *Geobotanica, Micologia.*
1964. Arillo Dr. Attilio - Via Assarotti 33 A/1, 16122 Genova - *Zoologia.*
1965. Baccaglini Dr. Manlio - Via Crispi 41, 22100 Como - *Mineralogia.*
1964. Baggini Sac. Dr. Claudio - Via XX Settembre 42, 20075 Lodi (Milano) - *Botanica.*
1966. Balbiano Dr. Carlo - Via C. Balbo 44, 10124 Torino - *Speleologia.*
1964. Balconi Prof. Mosè - Viale Vittorio Emanuele II 14, 27100 Pavia - *Petrografia.*
1960. Baldi Bartolazzi Prof.ssa Carla - Via P. Palagi 9, 20129 Milano.
1965. Balletto Dr. Emilio - Corso Paganini 17, 16125 Genova - *Erpetologia, Lepidotterologia.*
1944. Barajon Mario - Viale Brianza 26, 20127 Milano - *Entomologia: Coleotteri e Lepidotteri italiani.*
1963. Barbieri Dr. Francesco - Istituto di Geologia dell'Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Micropaleontologia.*
1942. Bari Bruno - Via Zezio 35, 22100 Como - *Entomologia: Coleotteri, Lepidotteri.*
1964. Baronio Pietro - Via Mura Levante 2, 47023 Cesena (Forlì) - *Entomologia.*
1967. Bassani Umberto - Via General Govone 31, 20155 Milano - *Mineralogia.*
1930. Battaini Dr. Ing. Carlo - Via Salutati 15, 20144 Milano - *Mineralogia, Petrografia.*
1967. Battaini Dr. Giorgio - P. O. Box 227, Beida (Libya).
1924. Beer Prof. Sergio - Via A. Gallonio 18, 00161 Roma - *Entomologia: Lepidotteri. Didattica delle Scienze Naturali.*
1969. Belingeri Dr. Battista - Via Iuvara 26, 20129 Milano - *Botanica.*
1961. Bellini Dr. Enrico - Via Mazzini 26, 21052 Busto Arsizio (Varese) - *Fotografia naturalistica.*
1967. Bendotti Manfredo - 24020 Colere (Bergamo) - *Paleontologia.*
1962. Berruti Dr. Giuseppe - Viale Europa 4, 25100 Brescia - *Paleontologia.*
1941. Bertani Prof. Giuseppe (*Socio vitalizio*) - Via G. Pascoli 21, 20129 Milano - Inst. f. mikrobiologiskgenetik, Lab. 60, Karoliska Institute, Stockholm, Svezia.
1967. Betta Prof. Paolo - Via Campo Sportivo 9, 29100 Piacenza - *Geografia.*

1956. Bettinelli Camillo - Via Prealpi 25, 21047 Saronno (Varese) - *Ornitologia, Mineralogia, Geologia.*

1953. Bianchi Prof. Angelo (*Socio vitalizio*) - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Corso Garibaldi 9, 35100 Padova.

1969. Bianchi Dr.ssa Bona - Istituto di Mineralogia dell'Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano.

1966. Bianchi Dr. Eugenio - Via C. Battisti 2, 21020 Besozzo (Varese).

1954. Biblioteca Civica - Via Sacco, 21100 Varese.

1968. Bigatti Giovanna - Via Roma 66, 22039 Visino di Valbrona (Como) - *Petrografia.*

1955. Bilardo Ing. Armando - Via Roma 19, 21012 Cassano Magnago (Varese) - *Entomologia: Coleotteri, Idroadefagi.*

1969. Bini Alfredo - Via Ceradini 11, 20129 Milano - *Speleologia.*

1964. Bini Dr. Mario - Piazza Adigrat 6, 20133 Milano - *Geologia.*

1961. Bolchi Serini Dr.ssa Graziella - Istituto di Entomologia Agraria dell'Università, Via G. Celoria 2, 20133 Milano.

1920. Boldori Rag. Leonida - Via Barzilai 14, 20146 Milano - *Speleologia: Larve di Coleotteri.*

1966. Boldreghini Paolo - Via Gambalunga 104, 47037 Rimini (Forlì).

1967. Bombace Dr. Giovanni - Viale Campania 46, 90144 Palermo - *Biologia marina.*

1966. Bona Egidio - Via Segantini 6, 20037 Paderno Dugnano (Milano) - *Paleontologia.*

1947. Bonetto Dr. Giuseppe (*Socio vitalizio*) - Via Vitruvio 41, 20124 Milano - *Geofisica, Mineralogia.*

1961. Bonfio Dr. Arturo - 35027 Noventa (Padova) - *Ornitologia.*

1943. Boni Prof. Alfredo - Direttore dell' Istituto di Geologia dell' Università, Strada Nuova 65, 27100 Pavia - *Geologia, Paleontologia.*

1950. Bonorandi Pier Cesare - Via Ronchetti 29, 24027 Nembro (Bergamo).

1963. Borghetti Dr. Giorgio - Via Gramsci 28, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Geologia.*

1929. Borghi Dr. Pietro (*Socio vitalizio*) - Vicolo Scalpellini 1, 28058 Suna di Verbania (Novara) - *Idrobiologia.*

1962. Borioli Dr. Marco (*Socio vitalizio*) - Piazzale Cadorna 10, 20123 Milano - *Idrobiologia.*

1963. Bortolami Dr. Giancarlo - Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino - *Petrografia.*

1964. Boscardin Matteo - Via Vincenzo da Seregno 5, 20161 Milano - *Mineralogia.*

1942. Bosco Sac. Dr. Roberto - Istituto Salesiano « T. Gerini », Via Tiburtina Km 10, 00156 Ponte Mammolo, Roma.

1966. Boscolo Dr. Luigi - Via del Centro 322, 30010 Sant'Anna di Chioggia (Venezia) - *Biologia. Crostacei: Isopodi.*

1968. Bottoni Virgilio - Via Bonnet 11/A, 20154 Milano - *Entomologia, Protistologia.*

1968. Bozzato Antonio - Via Luigi Fulci 7, 20126 Milano - *Malacologia.*
1949. Braccio Dr. Alessandro - Via Lazzaretto 17, 20124 Milano - *Mineralogia.*
1963. Braga Dr. Giovanni - Istituto di Geologia dell'Università, Strada Nuova 45, 27100 Pavia - *Geologia, Paleontologia.*
1966. Braga Renato - Via A. Zarini 323, 50047 Prato (Firenze) - *Geologia.*
1961. Bramati Roberto - Via Pordenone 13, 20132 Milano - *Paleontologia, Paletnologia.*
1968. Brambilla Dr. Giuseppe - Via Lippi 36, 20131 Milano - *Paleontologia.*
1969. Brambilla Luciano - Via F. Aporti 60, 20125 Milano - *Geologia.*
1968. Brilli Cattarini Prof. Aldo - Via Eugenio Curiel 8, 61100 Pesaro - *Botanica.*
1968. Brissoni Dr. Claudio - 24019 Zogno (Bergamo) - *Entomologia e Botanica.*
1947. Brivio Padre Dr. Carlo, PIME - Maryglade College, Memphis, Michigan 48041, USA - *Entomologia: Coleotteri, Crisomelidi.*
1940. Bronzini Prof. Ermanno - Direttore del Giardino Zoologico, Viale del Giardino Zoologico 20, 00197 Roma - *Biologia, Protezione della Natura.*
1964. Bruno Silvio - Via della Balduina 15/20, 00136 Roma - *Erpetologia.*
1948. Brusa Ing. Fortunato - Stradone S. Fermo 22, 37100 Verona - *Mineralogia, Paleontologia animale, Lepidotteri.*
1962. Brusa Raffaele - Coop. l'Ape, Via Posillipo 69/4, 80123 Napoli.
1959. Buscaglia Cav. Italo - Via Mac Mahon 46, 20155 Milano - *Mineralogia.*
1969. Cadei Ing. Mario - Via Carducci 5, 24100 Bergamo.
1945. Cadeo Dr. Gian Carlo - Via Francesco Nullo 18, 20129 Milano - *Paleontologia, Paletnologia, Antropologia.*
1961. Cagnolaro Dr. Luigi - Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Mammalogia, Protezione della Natura.*
1970. Calchi Novati Dr. Giulio - Viale Montenero 71, 20135 Milano - *Mineralogia.*
1966. Calegari Giulio - Via Paolo Frisi 9, 20129 Milano - *Paleontologia.*
1969. Calenda Giovanni - Corso Dante 6, 12100 Cuneo - *Ecologia.*
1961. Callegari Prof.ssa Pasqualina - Via Ercolano 3, 20155 Milano - *Geologia.*
1967. Camillucci Prof.ssa Elisa - V.le Regina Giovanna 30, 20129 Milano.
1962. Campi Aldo - Piazza Vittorio Emanuele II, 17024 Finalmarina (Savona) - *Paletnologia.*
1964. Cane Dr. Luigi - Corso Venezia 54, 20121 Milano - *Paleontologia.*
1961. Cantadore Franco - Via Benaco 8, 20052 Monza (Milano) - *Mineralogia.*
1966. Cantaluppi Dr. Giammario - Istituto di Paleontologia dell' Università, Strada Nuova 65, 27100 Pavia.
1936. Capello Prof. Carlo Felice - Facoltà di Magistero dell' Università, Via S. Ottavio 20, 10124 Torino - *Geografia fisica.*

1955. CAPOCACCIA ORSINI Dr.ssa Lilia - Museo Civico di Storia Naturale, Via Brigata Liguria 9, 16121 Genova - *Erpetologia.*
1956. CAPPA Dr. Ing. Giulio - Piazza 8 Novembre 6, 20129 Milano - *Carsismo epi-ipogeo, Idrologia carsica.*
1924. CAPRA Dr. Felice (*Socio vitalizio*) - Via Montani 16/5, 16148 Quarto dei Mille, Genova - *Entomologia: Coleotteri, Coccinellidi, Ortotteroidei italiani, Odonati italiani.*
1960. CAPROTTI Dr. Erminio - Via L. B. Alberti 12, 20145 Milano - *Malacologia: Scafopodi.*
1961. CAPURRO Prof. Stelio - Istituto di Anatomia Umana, Istologia ed Embriologia, Via Benedetto XV, 16132 Genova.
1963. CAPUTO Dr. Giuseppe - Piazza Medaglie d'Oro 35, 80129 Napoli - *Botanica.*
1963. CARETTO Dr. Pier Giuseppe - Corso Tassoni 59, 10144 Torino - *Paleontologia.*
1956. CARINI Dr. Ing. Giuseppe - Via Abbondio Sangiorgio 12, 20145 Milano - *Botanica.*
1966. CARLI Dr.ssa Annamaria - Istituto di Zoologia dell'Università, Via Balbi 5, 16126 Genova - *Biologia marina.*
1963. CARRADA Dr. Giancarlo - Stazione Zoologica, Villa Comunale, 80121 Napoli - *Ecologia degli ambienti litorali, Briozoi.*
1963. CARRARO Dr. Francesco - Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino - *Geologia.*
1964. CASNEDI Dr. Raffaele - Piazza Vesuvio 19, 20144 Milano - *Geologia.*
1968. CASATI Dr. Pompeo - Via Stelvio 9, 20052 Monza (Milano) - *Geologia.*
1954. CASTELLANI Avv. Tullio - Corso di Porta Nuova 16, 20121 Milano - *Entomologia.*
1966. CASTELLETTI Lanfredo - Via S. Giuseppe 5, 22040 Bosisio Parini (Como) - *Paletnologia.*
1938. CAVENAGO BIGNAMI Prof.ssa Speranza - Via Ferrante Aporti 16, 20125 Milano - *Gemmologia.*
1961. CAVICCHIOLI Dr. Giovanni - Via dell'Osservanza 2/2, 40136 Bologna - *Ittiologia.*
1965. CERETTI Dr. Enzo - Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università, Via Zamboni 63, 40127 Bologna.
1957. CESCHINA Dante - Piazza 5 Giornate 3, 20129 Milano - *Mineralogia.*
1958. CESCHINA Riccardo (*Socio vitalizio*) - Piazza 5 Giornate 3, 20129 Milano.
1963. CHIARELLI Prof. Brunetto - Istituto di Antropologia dell' Università, Via Accademia Albertina 17, 10123 Torino - *Evoluzione.*
1965. CHIARI Dr. Ing. Adriano - Via Odescalchi 21, 20148 Milano - *Mineralogia.*
1965. CIABATTI Dr. Mario - Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università, Via Zamboni 63, 40127 Bologna.
1956. CIGNA Dr. Arrigo - Viale Medaglie d'Oro 285, 00136 Roma - *Fisica, Speleologia.*
1964. CINGOLANI Giovanni - Via della Posta 8, 20123 Milano - *Mineralogia.*

1962. CIPOLLINI Dr. Antonio - Via dei Fiordalisi 3, 20146 Milano - *Biologia.*
1905. CIRCOLO FILOLOGICO MILANESE - Via Clerici 10, 20121 Milano.
1939. CITRAN Dr. Ing. Andrea - Via Compagnoni 6, 20129 Milano - *Mineralogia.*
1970. CODA Prof. Alessandro - Istituto di Mineralogia dell'Università, Via A. Bassi 4, 27100 Pavia - *Cristallografia.*
1963. COELI Armando - Via P. Gaidano 12, 10137 Torino - *Geologia.*
1963. COGGI Dr. Leonida - Via Longhena 7, 20139 Milano - *Paleontologia, Etnologia.*
1963. COLBERTALDO (DI) Prof. Dino - Istituto di Mineralogia dell' Università, Cattedra di Giacimenti Minerari, Via Botticelli 23, 20133 Milano - *Giacimenti minerari.*
1964. CONALBI Rag. Renato - Via G. Soldati 14, 20154 Milano - *Mineralogia.*
1941. CONCI Prof. Cav. Cesare (*Socio vitalizio*) - Direttore del Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Entomologia.*
1968. CONCINA Ennio - Cannaregio 6406, 30121 Venezia - *Etnologia.*
1960. CONSIGLIO Prof. Carlo - Istituto di Zoologia dell'Università, Viale Regina Elena 324, 00100 Roma - *Entomologia: Plecotteri, Crostacei Sferomidi.*
1964. CONSORZIO LOMBARDO TUTELA PESCA - Viale Legione Lombarda 1 (Acquario Civico), 20121 Milano.
1964. CONTERIO Prof. Franco - Istituto di Genetica dell'Università, Borgo Carissimi 10, 43100 Parma.
1955. CORNAGGIA CASTIGLIONI Prof. Ottavio - Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Paletnologia.*
1901. CORTI Prof. Alfredo (*Socio vitalizio*) - Prof. Emerito di Anatomia Comparata dell' Università di Torino.
1938. CORTI Prof. Roberto - Istituto di Botanica Agraria e Forestale dell' Università, Piazzale delle Cascine 28, 50144 Firenze - *Embriologia vegetale, Geobotanica.*
1968. CORTI Dr. Serafino - Seminario Santangelo, Via G. Calini, 25100 Brescia.
1969. CORTEMIGLIA Dr. Gian Camillo - Via Massa Saluzzo 13, 15057 Tortona (Alessandria) - *Geologia, Paleontologia.*
1969. COSMA Dr. Carlo - Via Pantelleria 5, 73100 Lecce - *Paletnologia, Paleontologia.*
1950. COTTI Dr. Guido (*Socio vitalizio*) - Viale dei Faggi 7, 6900 Lugano-Cassarate (Svizzera) - *Speleologia.*
1964. COTTIGLIA Dr. Mauro - Istituto di Zoologia dell' Università, Viale Poetto 1, 09100 Cagliari.
1955. CREDARO PIROLA Dr.ssa Vera - Via Belmeloro 3, 40136 Bologna - *Botanica.*
1952. CRESCENZI Dr. Sante - Via Yser 8, 00198 Roma - *Geologia.*
1964. CRESPI Dr. Rodolfo - Istituto di Mineralogia dell'Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano.
1966. CRESPI ZANETTI Prof.ssa Maria - Via Percoto 11, 33100 Udine.

1956. Crovetto Dr. Pietro (*Socio vitalizio*) - Via Giuseppe Padulli 12, 20147 Milano - *Flora alpina.*
1969. Cultrera Umberto - c/o C.S.C., P.O. Box 227, Beida (Libya).
1968. Cuttini Dr. Mario - Largo dei Pecile 26, 33100 Udine - *Paleontologia, Geologia applicata.*
1954. Cuzzi Dr. Giulio - Viale Majno 35, 20122 Milano - *Sedimentologia, Paleontologia.*
1967. Daccordi Mauro - Via Filippini 31, 37100 Verona - *Coleotteri: Crisomelidi.*
1966. Dalla Casa Dr. Giorgio - Via Gandino 55, 40137 Bologna - *Geologia.*
1969. Dalla Casa Ing. Guido - Strada Traforo 15/2, 10025 Pino Torinese (Torino) - *Evoluzione, Protezione della natura.*
1920. De Angelis Prof.ssa Maria Amara (*Socia vitalizia*) - Piazza Piola 5, 20131 Milano - *Mineralogia.*
1950. De Beni Ernesto - Via Cadore 9, 31015 Conegliano (Treviso) - *Speleologia.*
1964. Decima Dr. Arvedo - Viale Campania 46, 90144 Palermo - *Geologia.*
1943. De Filippi Dr. Edoardo - Via Carpaccio 6, 20133 Milano.
1956. Del Caldo Dr. Ing. Ambrogio - Via 2 Ponti 167/C/9, 00191 Roma - *Mineralogia, Petrografia, Geologia.*
1970. Della Fiore Alessandro - Via Principe Eugenio 8, 20155 Milano.
1950. Dellepiane Comm. Luigi (*Socio vitalizio*) - Via Privata Mangili 2, 20121 Milano.
1955. Dell'Oca Rag. Salvatore (*Socio vitalizio*) - Via Mentana 22, 22100 Como - *Speleologia, Geologia.*
1968. De Lucca Dr. Carmelo - 10 Church Square, Gharghur (Malta) - *Ornitologia, Entomologia.*
1939. De Magistris Leandro - Via Macaggi 45 r, 16121 Genova - *Mineralogia.*
1969. De Marchi Angelo - Via Petrarca 12, 43100 Parma.
1966. Dematteis Dr.ssa Elisabetta - Istituto di Zoologia dell'Università, Via Celoria 10, 20133 Milano.
1967. De Mattia Carbonini Giorgio - Via Frua 7, 20146 Milano - *Geologia.*
1957. De Meglio Rag. Emilio - Corso Lodi 6, 20135 Milano - *Entomologia: Lepidotteri.*
1961. De Michele Dr. Vincenzo - Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Mineralogia, Petrografia.*
1958. De Minerbi Dr. Leonardo - Via Vivaio 15, 20122 Milano - *Paletnologia, Speleologia.*
1969. De Pascale Dr. Vincenzo - Via G. Forni 36, 20161 Milano - *Paleontologia, Mineralogia.*
1964. Deriu Prof. Michele - Direttore dell' Istituto di Petrografia dell' Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma.
1965. De Santi Antonio - Via P. Reginaldo Giuliani 20/C, 20125 Milano - *Geologia.*
1945. De Senn Renato - Corso Sempione 10, 20154 Milano - *Geologia, Entomologia.*

1925. Desio Prof. Ardito (*Socio vitalizio*) - Istituto di Geologia dell' Università, Piazzale Gorini 15, 20133 Milano.
1965. Desio Prof. Rino - Via Villoresi 12, 20052 Monza (Milano) - *Geografia.*
1968. Deslex Leonardo - Via Strambio 28, 20133 Milano - *Zoologia.*
1960. Di Carlo Dr. Elio Augusto - 02040 Cantalupo Sabino (Rieti) - *Ornitologia.*
1970. Di Geronimo Dr. Italo - Istituto di Geologia dell' Università, Corso Italia 55, 95129 Catania - *Geopaleontologia.*
1959. Di Marsciano Dr. Guido - 22050 Brivio (Como) - *Geologia.*
1964. Dinale Rag. Giovanni - Via Francesco Calzolaio 19 A/9, 00149 Roma - *Chirotteri, Speleologia.*
1966. Di Poppa Vogt Dr.ssa Teodora - Institut de Géographie de l' Université, 43 rue Goethe, Strasbourg (Francia).
1951. Domenichini Prof. Giorgio - Istituto di Entomologia Agraria, Via G. Celoria 2, 20133 Milano - *Entomologia agraria, Imenotteri Calcidoidei.*
1966. Donizetti Cesare - Via Ostani, 24020 Torre Boldone (Bergamo) - *Mineralogia.*
1965. Donnarumma Vincenzo - Via Canonica 20, 20154 Milano - *Malacologia.*
1965. Eccher Umberto - Via Vippacco 6, 20126 Milano - *Geologia.*
1966. Elena Prof.ssa Maria Vittoria - Corso Firenze 6, 16136 Genova.
1965. Enicanti Antonio - Via Statale, 22051 Bellano (Como).
1960. Ente Autonomo del Parco Nazionale d'Abruzzo - Via Livorno 15, 00162 Roma.
1960. Esposti P. Virginio - Istituto L. Pavoni, 21049 Tradate (Varese) - *Botanica.*
1939. Fagnani Prof. Gustavo - Istituto di Mineralogia dell' Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano - *Mineralogia, Petrografia.*
1962. Fantin Rag. Mario - Via Alamandini 14, 40136 Bologna - *Geografia, Glaciologia.*
1967. Fanzutti Prof. Pietro - Via dei Tigli 4, 33038 S. Daniele del Friuli (Udine) - *Paleontologia, Geologia.*
1947. Faverio Vittorio (*Socio vitalizio*) - Piazza 5 Giornate 10, 20129 Milano - *Mineralogia.*
1923. Fenaroli Prof. Luigi (*Socio vitalizio*) - Istituto di Maiscoltura, Casella postale 164, 24100 Bergamo - *Botanica: Applicata, Sistematica, Fitogeografia.*
1961. Fernandez Dr. Diego - Via G. Peano 11, 10129 Torino - *Sedimentologia.*
1947. Ferrari Prof. Mons. Mario (*Socio vitalizio*) - Seminario Maggiore, Corso 3 Novembre 46, 38100 Trento - *Fisiologia vegetale.*
1967. Ferri Enrico - Via Jacopino da Tradate 9, 20155 Milano - *Speleologia.*
1967. Festini Rag. Arturo - Via S. Francesco d'Assisi 1, 22059 Robbiate (Como) - *Paleontologia.*
1966. Fiorentini Potenza Prof.ssa Maria - Istituto di Mineralogia della Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano.

1951. Flores Dr.ssa Raffaella - Via Zendrini 14, 20147 Milano - *Geografia.*
1944. Floriani Dr. Giancarlo (*Socio vitalizio*) - Via Panfilo Castaldi 41, 20124 Milano - *Entomologia: Lepidotteri.*
1930. Floridia Prof. Giovanni Battista (*Socio vitalizio*) - Via Anastasio II 79-6, 00165 Roma - *Geologia.*
1956. Focarile Alessandro - Via Palestrina 22, 20124 Milano - *Entomologia: Coleotteri, Ecologia, Biospeleologia.*
1966. Fondazione Faraggiana - Via Cerruti 6, 28100 Novara.
1957. Fornaciari Prof. Giovanni - Via Palladio 8, 33100 Udine - *Botanica sistematica.*
1969. Fossa Dr. Virgilio - Via Donizetti 1, 24100 Bergamo - *Mineralogia, Paleontologia.*
1966. Fossati Sergio - Via Oberdan 13, 20064 Gorgonzola (Milano).
1962. Franceschetti Dr. Bortolo - Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino.
1963. Franceschi Crippa Prof.ssa Tina - Istituto di Zoologia dell'Università, Via Balbi 5, 16126 Genova.
1965. Franzoso Saverio - Via IV Novembre 149, 00187 Roma - *Mineralogia.*
1964. Frighi Per. Ind. Luciano - Via B. Buozzi 20, 20033 Desio (Milano) - *Mineralogia.*
1960. Frigo Dr. Costantino - Via Roma, 36010 Carrè (Vicenza).
1967. Frilli Prof. Sac. Franco - Istituto di Entomologia Agraria Università Cattolica del S. Cuore, 29100 Piacenza.
1953. Frugis Dr. Sergio - Via Belfiore 11, 20145 Milano - *Ornitologia.*
1963. Fuganti Prof. Andrea - Istituto di Geologia dell'Università, Via F. Severo 158, 34127 Trieste - *Geologia.*
1958. Fussi Dr. Fernando - Via Ugo Foscolo, 20050 Lesmo (Milano) - *Biochimica, Preistoria.*
1964. Gaffurini Dr. Ubaldo - Via Cesare Battisti 11, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Geologia.*
1968. Galdabini Maria - 21010 Cardano al Campo (Varese).
1931. Gallelli Pittore Giovanni - Via Orti 12, 20122 Milano - *Erpetologia, Ornitologia, Mammalogia, Pittura naturalistica.*
1966. Galletti Pier Alfonso - Via Monte Generoso 2, 20155 Milano - *Entomologia: Odonati.*
1946. Gallivanone Dr. Franco - Via Medeghino 13/12, 20141 Milano - *Entomologia: Coleotteri, Imenotteri, Lepidotteri.*
1966. Gandolfi Dr. Gilberto - Istituto di Zoologia e Anatomia Comparata dell'Università, 43100 Parma - *Ittiologia.*
1966. Gandolfi Renzo - Via Breda 138, 20126 Milano - *Mineralogia.*
1965. Ganna Giuseppe - Via Fratelli Bandiera 90, 20099 Sesto S. Giovanni (Milano) - *Mineralogia.*
1960. Garella Rag. Pilade - Viale XXV Aprile 167, 10133 Torino.
1967. Garelli Cristina - Via Foppa 22, 20144 Milano - *Petrografia.*
1967. Garelli Giallonardo Dr.ssa Matilde - Via Desenzano 14, 20146 Milano - *Mineralogia.*

1963. Gargano Dr. Mario - Farmacia Centrale, Via Pastorino 62 R, 16162 Genova-Bolzaneto.
1959. Gaslini Dr. Egidio - Via Tito Speri 2, 16146 Genova - *Mineralogia.*
1960. Gelmini Sac. Prof. Adriano - Viale Partigiani 26, 24047 Treviglio (Bergamo) - *Botanica, Geologia.*
1962. Gentili Sac. Prof. Elio (*Socio vitalizio*) - Seminario Pio XI, 21040 Venegono Inferiore (Varese) - *Entomologia.*
1966. Gervasio Dr.ssa Angela Maria - Stazione Zoologica, Villa Comunale, 80121 Napoli.
1910. Ghigi Prof. Sen. Alessandro (*Socio vitalizio*) - Via S. Mamolo 111, 40136 Bologna - *Protezione della Natura e della Fauna.*
1952. Ghisotti Dr. Fernando - Via Giotto 9, 20145 Milano - *Malacologia, Biologia marina, Botanica.*
1962. Gianotti Dr. Renato - Via Arbe 51, 20125 Milano - *Geologia.*
1959. Giordani Soika Prof. Antonio - Direttore del Museo Civico di Storia Naturale, Fontego dei Turchi, 30125 Venezia - *Entomologia: Imenotteri Vespiformi. Ecologia.*
1953. Giorgetta Dr. Giuseppe - Via Pacini 45, 20131 Milano - *Mineralogia.*
1963. Girod Rag. Alberto - Via Savona 94/A, 20144 Milano - *Malacologia.*
1967. Gorlier Gianguido - Via Moretto da Brescia 32, 20133 Milano - *Malacologia.*
1950. Gramaccioli Prof. Carlo Maria - Via Porpora 125, 20131 Milano - *Mineralogia.*
1924. Grandi Prof. Guido - Istituto di Entomologia dell'Università, Via Filippo Re 6, 40126 Bologna - *Entomologia e Biologia generale.*
1948. Grasselli Dr. Giancarlo - Via XX Settembre 37, 26100 Cremona.
1963. Graziano Dr. Luciano - Viale Zara 147, 20159 Milano.
1957. Grimoldi Francesco - Via Minturno 9, 20127 Milano - *Mineralogia.*
1962. Grippa Gianbruno - Via Vincenzo Monti 57/2, 20145 Milano - *Biologia marina, Ittiologia, Carcinologia.*
1958. Grompi Rag. Foscaro - Via Belgirate 18, 20125 Milano - *Entomologia: Coleotteri. Cinematografia naturalistica.*
1963. Gruppo Entomologico Piemontese - C.A.I.-U.G.E.T., Galleria Subalpina 30, 10123 Torino.
1959. Gruppo Grotte Milano - C.A.I.-S.E.M., Via Ugo Foscolo 3, 20121 Milano.
1964. Gruppo Naturalistico della Brianza - Casella Postale, 22035 Canzo (Como).
1968. Gruppo Sportivo Ricreativo Olivetti - Sezione Mineralogica, Via M. Navale 1, 10015 Ivrea (Torino).
1967. Guazzoni Enrico - Viale Coni Zugna 33, 20144 Milano - *Geologia. Speleologia.*
1955. Guerra Dr. Mario - Via XXIV Maggio 11, 24100 Bergamo - *Ornitologia.*
1961. Guerrini Dr. Giuseppe - Via Amendola 10, 58100 Grosseto - *Biogeografia.*

1951. Guicciardi Dr. Ing. Guiscardo - Via Gesù 2, 23100 Sondrio - *Mineralogia.*
1969. Guidi Dr. Sergio - Via Fezzan 3/2, 20146 Milano - *Mineralogia.*
1941. Guiglia Dr.ssa Delfa - Museo Civico di Storia Naturale, Via Brigata Liguria 9, 16121 Genova - *Entomologia: Imenotteri.*
1968. Huen Edgar - Via T. Morgagni 17, 20125 Milano - *Mineralogia.*
1967. Iaccarino Dr.ssa Silvia - Istituto di Geologia dell'Università, Via M. d'Azeglio 85, 43100 Parma.
1969. Illengo Dr. Alessandro - Via Correggio 73, 20149 Milano.
1962. Istituto di Anatomia Comparata dell'Università - Viale delle Scienze 17, 44100 Ferrara.
1927. Istituto di Anatomia Comparata dell'Università - Palazzo Botta, 27100 Pavia.
1958. Istituto di Fisica terrestre, Geodesia e Geografia Fisica dell'Università - Via 8 Febbraio, 35100 Padova.
1961. Istituto di Geografia dell'Università - Città Universitaria, 00185 Roma.
1963. Istituto di Geologia dell'Università - Corso Italia 55, 95129 Catania.
1948. Istituto di Geologia dell'Università - Via Lamarmora 4, 50121 Firenze.
1910. Istituto di Geologia Applicata della Facoltà di Ingegneria - Piazzale Tecchio a Fuorigrotta, 80125 Napoli.
1970. Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia fisica dell'Università - Via dei Verdi 75, 98100 Messina.
1947. Istituto di Geologia, Paleontologia e Geologia Applicata dell'Università - Via Giotto 20, 35100 Padova.
1925. Istituto di Geologia dell'Università - Via M. d'Azeglio 85, 43100 Parma.
1960. Istituto di Idrologia dell'Università - Piazza Botta 11, 27100 Pavia.
1965. Istituto di Mineralogia dell'Università - Piazzale S. Eufemia 19, 41100 Modena.
1964. Istituto di Mineralogia, Geologia, Petrografia e Giacimenti minerari del Politecnico - Corso Duca degli Abruzzi 24, 10129 Torino.
1968. Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università - Palazzo dell'Ateneo, 70121 Bari.
1966. Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università - Via L. B. Alberti 4, 16132 Genova.
1946. Istituto di Zoologia dell'Università - Via Balbi 5, 16126 Genova.
1949. Istituto di Zoologia e Biologia Generale dell'Università - Via Previati 24, 44100 Ferrara.
1963. Istituto Magistrale « Suardo » - Via Algolo Maj 1, 24100 Bergamo.
1954. Istituto Nazionale di Entomologia - Via Catone 34, 00192 Roma.
1967. Istituto Salesiano - Via Don Bosco 5, 17021 Alassio (Savona).
1960. Istituto Sperimentale per la Zoologia Agraria - Via Romana 15/17, 50125 Firenze.
1969. Istituto Tecnico Femminile « C. da Siena » - Via A. Costa 24, 20131 Milano.

1969. Kuhn-Schnyder Prof. Emil - Paläontologisches Institut der Universität, Künstlergasse 16, 8006 Zürich (Svizzera).
1965. Lambrini Padre Bernardo - Istituto Scalabrini, 25086 Rezzato (Brescia).
1966. Landau Teddy - Corso Porta Nuova 22, 20121 Milano - *Mineralogia*.
1963. Lanfranconi Ugo - Via Petrarca 16, 20123 Milano - *Entomologia*.
1943. Lanza Prof. Benedetto - Istituto di Zoologia dll'Università, Via Romana 17, 50125 Firenze - *Erpetologia, Chirotteri, Biospeologia*.
1967. La Porta Geom. Carlo - Via Mac Mahon 119, 20155 Milano.
1967. Lattuada Ing. Silvio - Via Mallegori 14, 24100 Bergamo - *Mineralogia*.
1957. Laudanna Dr. Ermanno - Via D. Manin 10, 37100 Verona - *Entomologia: Coleotteri*.
1964. Laureti Dr. Lamberto - Istituto di Geografia dell'Università Cattolica, Largo P. Gemelli 1, 20123 Milano.
1968. Leolini Franco - Via Genova 34, 53036 Poggibonsi (Siena) - *Mineralogia*.
1967. Leonardi Dr. Carlo - Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Entomologia*.
1962. Leonardi Dr. Giancarlo - Via Caradosso 11, 20123 Milano - *Malacologia*.
1965. Levi Setti Prof. Franco - Via California 3, 20144 Milano - *Paleontologia*.
1967. Levi Setti Dr. Riccardo - 5838 S. Harper Ave., Chicago, Illinois 60637.
1965. Liceo Classico Statale « C. Alberto » - Via Greppi 18, 28100 Novara.
1961. Liceo-Ginnasio « G. Carducci » - Via Beroldo 9, 20127 Milano.
1957. Liceo-Ginnasio « G. Pascoli » - 21013 Gallarate (Varese).
1952. Liceo Scientifico « Leonardo da Vinci » - Via F. Corridoni 16, 20122 Milano.
1940. Liceo Scientifico Statale - Via Carducci 1, 21052 Busto Arsizio (Varese).
1951. Ligasacchi Dr. Attilio - P.O. Box P. Copperhill, Tennessee 37317, U.S.A.
1968. Livraga Prof. Roberto - Via Plinio 70, 20129 Milano - *Mineralogia*.
1966. Lolli Ugo - Via Console Marcello 18/1, 20156 Milano.
1957. Lorenzini Ugo - Via dei Ciclamini 3/C, 00171 Roma - *Geotecnica*.
1960. Luchini Dr. Attilio A. (*Socio vitalizio*) - Naschel, San Luis (Argentina).
1959. Luzzatto Prof.ssa Gina - Via Canova 7, 20145 Milano - *Fitogeografia*.
1969. Madella Francesco - Via Maestri Campionesi 30, 20135 Milano - *Speleologia*.
1965. Maestri Carlo - Via Brera 9, 20121 Milano - *Mineralogia*.
1938. Magistretti Dr. Mario - Via Tonale 9, 20125 Milano - *Entomologia: Coleotteri*.
1962. Mainardi Prof. Danilo - Istituto di Zoologia dell'Università, Via dell'Università 12, 43100 Parma - *Zoologia*.
1940. Malanchini Dr. Ing. Luciano - Via Scotti 31, 24100 Bergamo - *Speleologia*.

1950. MALARODA Prof. Roberto - Direttore dell' Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino - *Geologia.*
1953. MANCINI Prof. Fiorenzo - Direttore dell' Istituto di Geologia Applicata dell'Università, Piazzale delle Cascine, 50144 Firenze.
1919. MANFREDI Dr.ssa Paola (*Socia vitalizia*) - Casa Concordia, Via S. Vittore 35, 20123 Milano - *Acquariologia.*
1969. MANUSIA Dr. Mario - Istituto di Zoologia dell'Università, 43100 Parma.
1967. MANZONI Luigi - Via Dante 12, 20091 Bresso (Milano) - *Mineralogia.*
1968. MARCHESI Prof. Giuseppe - Via Scalabrini 35 F, 29100 Piacenza.
1965. MARCHESINI Prof. Augusto - Via Gesù 19, 20121 Milano - *Chimica agraria.*
1959. MARCHIOLI Dr. Ing. Giorgio (*Socio vitalizio*) - Via G. B. Morgagni 22, 20129 Milano.
1943. MARCOZZI Padre Prof. Vittorio S. J. - Aloisianum, 21013 Gallarate (Varese).
1949. MARCUZZI Prof. Giorgio (*Socio vitalizio*) - Istituto di Zoologia dell'Università, Via Loredan 6, 35100 Padova - *Entomologia, Ecologia.*
1965. MARENGO Benito - Via Mazzini 19, 20091 Bresso (Milano) - *Mineralogia, Paleontologia.*
1962. MARGIOCCO Aldo (*Socio vitalizio*) - Via A. De Gasperi 29 B, 16014 Campomorone (Genova) - *Fotografia naturalistica.*
1940. MARIANI Dr. Giovanni - Via Lanino 3, 20144 Milano - *Entomologia: Coleotteri, Scarabeidi.*
1969. MARIANI Dr.ssa Maria - Viale Porta Vercellina 11, 20123 Milano.
1966. MARIANI Dr. Paolo - Via Pacini 74, 20131 Milano - *Geologia.*
1956. MARIANI Pio - Via IV Novembre 3, 20033 Desio (Milano) - *Mineralogia, Paleontologia, Paletnologia.*
1927. MARIETTI Dr. Giuseppe (*Socio vitalizio*) - Via Giorgio Jan 11, 20129 Milano - *Ornitologia.*
1960. MARTELLI Prof. Minos - Direttore dell' Istituto di Entomologia Agraria dell'Università, Via Celoria 2, 20133 Milano - *Entomologia.*
1960. MARTIRE Luciano - Via Ferrazzi 23, 21010 Cardano al Campo (Varese) - *Ornitologia.*
1962. MASALI Dr. Melchiorre - Istituto di Antropologia dell'Università, Via Accademia Albertina 17, 10123 Torino.
1963. MASSARD FARAONI Elisabetta - Viale Regina Margherita 33, 20122 Milano - *Archeologia, Preistoria.*
1965. MASSERINI Osvaldo - Viale Misurata 47, 20146 Milano - *Geologia.*
1941. MASTROPIETRO Dr. Ing. Giovanni - Viale Lucania 9, 20139 Milano.
1962. MATASSI Comm. Alberto - Viale Vittorio Veneto 14, 20124 Milano.
1964. MATTAVELLI Dr. Luigi - AGIP Mineraria, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Petrografia.*
1965. MATTIOLI Dr. Vittorio - Via Martinelli 36, 20092 Cinisello (Milano) - *Mineralogia.*
1961. MAZZA Prof.ssa Anna Maria - Via Soperga 39, 20127 Milano.
1961. MAZZA Gen. Edgardo - Via Panzeri 6, 20123 Milano - *Geologia.*
1966. MAZZA Dr. Filippo - Via Valussi 6, 20125 Milano.

1965. Meani Aurelio - Via Val Sabbia 6, 20161 Milano - *Malacologia, Mineralogia.*
1966. Meani Silvano - Via Ugo Tommei 5, 20137 Milano - *Mineralogia.*
1960. Medioli Dr. Franco - Istituto di Geologia dell'Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Micropaleontologia* (*Ostracodi post-paleozoici*).
1967. Melone Giulio - Via L. Armaroli 48, 62100 Macerata.
1965. Melzi Chiari Prof.ssa Ferruccia - Via Giovanni da Procida 6, 20149 Milano - *Paleontologia.*
1957. Menghi Luciano - Via Frugoni 20/3, 20162 Milano - *Paleontologia, Paletnologia.*
1957. Mezzabotta Dr.ssa Maria - Viale G. Bruno 45, 60100 Ancona.
1919. Micheli Dr. Ing. Leo - Via Pirelli 9, 20124 Milano.
1969. Milanesi Dr. Angelo - Via Montello 14, 21100 Varese - *Paleontologia.*
1964. Minutti Vescovi Dr.ssa Livia - Via Stefanardo da Vimercate 19, 20128 Milano.
1964. Mizzan Dr. Antonio - Corso Garibaldi 104, 20121 Milano - *Giacimenti minerari.*
1923. Moltoni Dr. Cav. Edgardo (*Socio vitalizio*) - Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Ornitologia.*
1970. Monguzzi Dr. Riccardo - Via Malpighi 8, 20129 Milano - *Entomologia.*
1969. Montanari Dr. Loris - Istituto di Paleontologia dell'Università, Strada Nuova 65, 27100 Pavia.
1957. Montella Dr. Saverio - Via Perti 6/2, 40134 Bologna - *Geologia.*
1942. Monti Dr. Gr. Uff. Giovanni (*Socio vitalizio*) - Via Borghetto 5, 20122 Milano.
1964. Montrasio Dr. Attilio - Istituto di Mineralogia dell'Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano.
1966. Mor Dr. Giancarlo - Via Plinio 17, 20129 Milano.
1967. Morelli Dr. Gianluca - Via E. Fermi 4 A, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Radiocristallografia.*
1970. Morestori Dr. Luigi - Via Malaspina 31, 43100 Parma - *Geologia, Idrogeologia.*
1931. Moretti Prof. Giampaolo (*Socio vitalizio*) - Direttore dell' Istituto di Idrobiologia e Pescicoltura dell'Università di Perugia, Monte del Lago, (06100 Perugia) - *Idrobiologia, Entomologia: Tricotteri.*
1946. Moscardini Carlo - Istituto di Zoologia dell'Università, Via Università 4, 41100 Modena - *Entomologia: Coleotteri, Cantaridi.*
1957. Motta Dr. Cino (*Socio vitalizio*) - Via Lario 14, 20159 Milano - *Biologia marina.*
1963. Mottana Dr. Annibale - Via Tortona 72, 20144 Milano - *Mineralogia.*
1958. Müller Ugo - Via G. Carcano 61/2, 20141 Milano - *Ornitologia.*
1948. Museo Civico di Scienze Naturali - Piazza Cittadella, 24100 Bergamo.
1957. Museo Civico di Storia Naturale - 25100 Castello di Brescia.
1969. Museo Civico di Storia Naturale - Via Ippolito Nievo 18, 20066 Melzo (Milano).

1967. Musetti Alberto - Via Vanvitelli 49, 20129 Milano - *Malacologia.*
1960. Mussio Prof. Giovanni - Via Marcona 6, 20129 Milano - *Geografia, Epistemologia.*
1924. Nangeroni Prof. Giuseppe (*Socio vitalizio*) - Via Aldo Manuzio 15, 20124 Milano - *Geografia.*
1970. Nicosia Dr.ssa Maria Luisa - Servizio Geologico d'Italia, Largo S. Susanna 13, 00187 Roma - *Paleontologia.*
1968. Notarbartolo Giuseppe - Via Borgonuovo 5, 20121 Milano.
1967. Onnis Oreste - Via Valdinievole 60, 00141 Roma - *Paleontologia, Mineralogia.*
1967. Origlia Prof.ssa Carla - Via Gioberti 6, 10128 Torino.
1958. Orlandi Dr. Riccardo - Via C. Battisti 17, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Geologia.*
1963. Orlov Prof. Iuri - Directeur de l' Institut de Paléontologie, Académie des Sciences de l'URSS, Moscou.
1959. Orombelli Dr. Giuseppe - Via B. Luini 12, 20123 Milano - *Geologia.*
1964. Osella Dr. Giuseppe - Museo Civico di Storia Naturale, Lungadige Porta Vittoria 9, 37100 Verona - *Entomologia.*
1951. Osservatorio per le Malattie delle piante - Via S. Michele 2, 56100 Pisa.
1948. Osservatorio per le Malattie delle piante - Via S. Secondo 39, 10128 Torino.
1970. Paccagnella Werther - Acquario di Bologna, Vicolo del Bosco 5, 40141 Bologna - *Ittiologia, Malacologia.*
1965. Pace Dr. Francesco - Via Stelvio 10, 20052 Monza (Milano) - *Petrografia.*
1960. Paci Tonino - Via XXIV Maggio 30, 64011 Alba Adriatica (Teramo).
1965. Palla Dr. Piero - Via Mattei 46, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Paleontologia.*
1956. Palma di Cesnola Prof. Arturo - Via delle Porte Nuove 60, 50144 Firenze - *Paletnologia.*
1967. Palmieri Dr. Mario - Via Nikolajewka 6, 21010 Cardano al Campo (Varese) - *Mineralogia.*
1962. Palummo Dr. Giorgio - Via Boni 8, 20144 Milano - *Geologia, Paleontologia.*
1967. Pannella Dr. Giorgio - Peabody Museum, Yale University, Department of Geology, New Haven, Conn. 06520 (USA) - *Paleontologia, Geologia.*
1958. Parea Prof. G. Clemente - Istituto di Paleontologia dell'Università, Via Università 4, 41100 Modena - *Sedimentologia, Geomorfologia.*
1962. Parigi Dr. Giovanni - Via Pignolo 9, 24100 Bergamo - *Biologia.*
1967. Parigi Prof. Marcello - Via G. Govone 56, Milano - *Paleontologia.*
1964. Parisi Prof. Vittorio - Istituto di Zoologia dell' Università, Via Celoria 10, 20133 Milano.
1962. Pasini Cerchiaro Dr.ssa Anita - Località S. Maria, 20040 Burago di Molgora (Milano) - *Paleontologia.*

1958. Passeri Dr. Dario - Corso Lodi 113, 20139 Milano - *Geologia.*
1966. Pauna Alessandro - Via Patrioti 4, 10015 Ivrea (Torino).
1944. Pavan Prof. Mario - Istituto di Entomologia Agraria dell' Università, Via Taramelli 24, 27100 Pavia - *Entomologia.*
1923. Pavolini Prof. Angelo (*Socio vitalizio*) - Via Giotto 7, 20145 Milano.
1968. Pellegatta Silvano - Via Scisciana ang. Via Edolo, 21052 Busto Arsizio (Varese).
1960. Pelosio Dr. Giuseppe - Istituto di Geologia dell'Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Paleontologia: Molluschi.*
1966. Pereno Giovanni Battista - Corso Moncalieri 486, 10131 Torino - *Mineralogia.*
1969. Perissinotto Antonello - Via A. De Giovanni 8/ter, 35100 Padova - *cologia, Idrologia.*
1969. Peruzzetto Sandro - Via Strambio 24, 20133 Milano - *Speleologia. Geologia.*
1968. Pesce Dr. Edilio - Via Val di Sole 11, 20141 Milano - *Botanica.*
1961. Petrucci Dr. Franco - Istituto di Geologia dell' Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Micropaleontologia.*
1965. Pezzoli Enrico - Via Giancarlo Puecher 9, 20127 Milano - *Malacologia, Idrologia.*
1967. Piacenza Franco - Via Lega Veronese 8, 37100 Verona - *Paleontologia.*
1963. Piacenza Dr.ssa Maria Licinia - Corso Quintino Sella 6, 10131 Torino.
1956. Piatti Pistoia Elvira - Viale Petrarca 12, 20052 Monza (Milano) - *Mineralogia, Paleontologia, Malacologia.*
1942. Piazzoli Antonietta (*Socia vitalizia*) - Via Montevideo 19, 20144 Milano - *Entomologia.*
1944. Piazzoli Emilio (*Socio vitalizio*) - Via Leopardi 18, 20123 Milano.
1944. Piazzoli Rolando (*Socio vitalizio*) - Via Montevideo 19, 20144 Milano - *Ittiologia.*
1969. Piccoli Gionfini Prof.ssa Alessandra - Via Guercino 7, 20154 Milano.
1968. Pigorini Dr. Bruno - Istituto di Mineralogia dell' Università, Via A. Bassi 4, 27100 Pavia - *Petrografia del sedimentario.*
1967. Pinelli Adriano - Via Lodovico il Moro 57, 20143 Milano - *Mineralogia.*
1961. Pinna Dr. Giovanni - Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano - *Paleontologia.*
1950. Pippa Luigi - Viale Brianza 6, 20141 Milano.
1967. Polastri Ing. Luigi - Via G. Rossetti 9, 20145 Milano - *Mineralogia, Geologia.*
1950. Pollini Prof. Alfredo - Via Filippino degli Organi 9, 20135 Milano - *Geologia.*
1965. Ponis Alberto - Via T. Bandettini 40, 55100 Lucca - *Mineralogia.*
1947. Porta Prof. Antonio - Via A. Volta 77, 18038 Sanremo (Imperia) - *Entomologia: Coleotteri.*
1968. Poscio Dr.ssa Ines - Via S. Bartolomeo 37, 28029 Villadossola (Novara) - *Geologia.*

1963. Potenza Dr. Roberto - Istituto di Mineralogia dell'Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano - *Petrografia.*
1963. Pozzi Alberto - Via Bellinzona 30, 22100 Como - *Erpetologia.*
1961. Premazzi Dr. Ing. Cesare - Via Paolo Diacono 6, 20133 Milano - *Geologia applicata.*
1965. Previato Luciano - Via Giuseppe Di Vittorio 67, 20097 S. Donato Milanese (Milano) - *Paleontologia.*
1942. Priolo Prof. Ing. Ottavio - Via Gorizia 22, 95129 Catania - *Malacologia.*
1968. Prudenzano Daniele - Piazza d. Rosario 2, 20144 Milano.
1967. Quaglia Comm. Pietro - Via S. Eusebio 24, 20144 Milano - *Mineralogia, Paleontologia.*
1967. Rabaglia Prof.ssa Tina - Borgo S.ta Brigida 1, 43100 Parma.
1955. Radaelli Dr. Ing. Luigi - Via A. Pestalozza 2, 20131 Milano - *Mineralogia, Geologia, Malacologia.*
1964. Radice Dr. Luigi - Piazza F. Franzosini 9, 28044 Verbania Intra (Novara) - *Petrografia.*
1957. Radrizzani Dr. Sergio - Via dei Mille 37, 20129 Milano - *Geologia.*
1965. Raffi Dr. Sergio - Istituto di Geologia dell'Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Geologia.*
1967. Ragni Dr. Umberto - Istituto di Mineralogia dell' Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano.
1939. Ramazzotti Prof. Ing. Cav. Uff. Giuseppe (*Socio vitalizio*) - Viale Vittorio Veneto 24, 20124 Milano - *Idrobiologia e Zoologia: Tardigradi, Idracnidi, Fauna dulciacquicola.*
1965. Rampi Leopoldo - Via Zeffiro Massa 220, 18038 Sanremo (Imperia) - Protistologia.
1967. Ravasio Lilliana - Via S. Alessandro 14, 24100 Bergamo - *Geologia, Botanica.*
1965. Ravizza Dr. Carlalberto - Via Melegnano 6, 20122 Milano - *Entomologia: Coleotteri.*
1964. Recami Dr. Erasmo - Corso Plebisciti 1, 20129 Milano - *Mineralogia.*
1947. Recupito Dr. Ing. Adriano - Via Saldini 38, 20133 Milano.
1969. Reda Paolo - Via Aldrovandi 7, 20129 Milano - *Entomologia.*
1962. Relini Dr. Giulio - Via dei Landi 12/41, 16151 Genova Sampierdarena - *Biologia marina.*
1967. Renda Prof.ssa Maria Luisa - Corso Sempione 69, 20025 Legnano (Milano) - *Mineralogia.*
1969. Ricci Furio - Via E. Ferrata 2, 22100 Como - *Preistoria.*
1963. Riccucci Marco - Via Ranieri Simonelli 13, 56010 Campo (Pisa) - *Speleologia.*
1942. Riva Dr. Arturo - 20050 Sovico (Milano) - *Geologia.*
1967. Rizzi Dr. Giacomo - Via Rimembranze 72, 43100 Parma.
1970. Robotti Carlo - Via Valgioie 123/4, 10146 Torino - *Tardigradi.*
1965. Roda Dr. Cesare - Istituto di Geologia dell' Università, Corso Italia 55, 95129 Catania.
1968. Rodio Ing. Giovanni & C. SpA - C. P. 7, 20077 Melegnano (Milano).

1938. Roggiani Prof. Aldo Giuseppe - Via San Quirico 10, 28037 Domodossola (Novara) - *Mineralogia, Petrografia.*
1967. Rognoni Gualtiero - Via Bajettini 81, 28048 Verbania Intra (Novara).
1965. Romanini Prof.ssa Enrica - Via Varanini 29 A, 20127 Milano - *Geografia.*
1947. Ronchetti Dr. Giovanni - Istituto di Entomologia Agraria, Via Taramelli 24, 27100 Pavia - *Entomologia generale* e gruppo *Formica rufa.*
1967. Ronchi Giorgio - Via Paolo Giovio 9, 20144 Milano - *Speleologia.*
1948. Rosenberg E. R., Libreria - Via Andrea Doria 14, 10123 Torino.
1967. Rossi Dr. Alessandro - Istituto di Zoologia e Anatomia Comparata dell'Università, Via Università 12, 43100 Parma - *Etologia, Biologia marina.*
1966. Rossi Ing. Giorgio - Via Bellotti 1, 20129 Milano - *Mineralogia.*
1948. Rossi Prof.ssa Lucia - Istituto di Zoologia dell' Università, Via Accademia Albertina 17, 10123 Torino - *Celenterati.*
1964. Rossi Pietro Mario - Via Pancaldo 4, 20129 Milano - *Geologia, Paleontologia.*
1957. Rossi Ronchetti Prof.ssa Carla - Direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università, Piazzale Gorini 15, 20133 Milano - *Paleontologia.*
1964. Rosso Prof. Aldo - Piazza Bengasi 23, 10024 Moncalieri (Torino) - *Mineralogia, Paleontologia.*
1944. Ruffo Prof. Sandro - Direttore del Museo Civico di Storia Naturale, Lungadige Porta Vittoria 9, 37100 Verona - *Zoologia.*
1951. Ruggieri Prof. Giuliano - Direttore dell' Istituto di Geologia dell'Università, Corso Calatafimi 260, 90129 Palermo - *Molluschi marini, Ostracodi.*
1948. Rusconi Enrico - Via Magistris 19, 22049 Valmadrera (Como) - *Geologia, Paleontologia.*
1967. Sabbadin Franco - Via Fago 34/B, 39100 Bolzano - *Mineralogia.*
1951. Sacchi Prof. Cesare F. - Istituto di Zoologia dell' Università, Piazza Botta, 27100 Pavia - *Malacologia, Ecologia animale, Faune salmastre.*
1970. Sacchi Marco - Corso Milano 62, 20052 Monza (Milano) - *Mineralogia.*
1960. Sacchi Dr. Rosalino - Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino.
1951. Saibene Prof. Cesare - Via Sofocle 7, 20145 Milano - *Geomorfologia.*
1969. Salfi Prof. Mario - Direttore dell'Istituto di Zoologia dell'Università, Via Mezzocannone 8, 80134 Napoli.
1969. Salvia Giuseppe - V.le Marconi 49, 85100 Potenza - *Entomologia.*
1962. Salvini Dr. Giorgio - Via Cappuccio 13, 20123 Milano - *Geologia, Speleologia, Paletnologia.*
1962. Samorè Tito - Piazza Giovanni De Agostini 1, 20146 Milano - *Speleologia.*
1969. Santini Dr. Luciano - Istituto di Entomologia Agraria dell'Università, Via S. Michele 2, 56100 Pisa.
1967. Saraceni Dr. Carlo - Istituto Italiano di Idrobiologia, 28048 Pallanza (Novara) - *Ecologia delle acque correnti.*

1968. Savi Dr. Attilio - Istituto di Paleontologia dell' Università, Strada Nuova 65, 27100 Pavia.
1927. Scaini Dr. Ing. Giuseppe (*Socio vitalizio*) - Via Vanvitelli 49, 20129 Milano - *Mineralogia, Giacimenti minerari.*
1966. Scanagatta Insegnante Luigi - 22050 Varenna (Como) - *Malacologia.*
1969. Scaramella Dr. Domenico - Via Posillipo 181, 80123 Napoli.
1964. Scarpa Prof. Antonio - Via Cairoli 8/25, 16035 Rapallo (Genova) - *Etnoiatria.*
1963. Scerbanenco Dr. Alberto - Rue Dancet 31, 1205 Genève, Suisse - *Petrografia.*
1956. Schiavinato Prof. Giuseppe - Direttore dell' Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell' Università, Via Botticelli 23, 20133 Milano - *Mineralogia, Petrografia.*
1969. Schileo Bettini Maria Luisa - Via Mangiagalli 5, 20133 Milano.
1955. Scossiroli Prof. Renzo - Cattedra di Genetica, Istituto di Zoologia dell'Università, Via S. Giacomo 9, 40129 Bologna.
1937. Scotti Sac. Prof. Pietro - Università, Via Balbi 5, 16126 Genova - *Geografia.*
1954. Senna Giorgio (*Socio vitalizio*) - Piazza F. Guardi 11, 20133 Milano - *Paletnologia.*
1965. Sequi Prof. Paolo - Istituto di Chimica Agraria dell'Università, Via S. Michele degli Scalzi 2, 56100 Pisa - *Chimica agraria.*
1964. Seregni Avv. Attilio - Via Vincenzo Foppa 49 A, 20144 Milano.
1970. Servili Dr. Ing. Servilio - Ministero dei Trasporti, Servizio Lavori e Costruzioni, Ufficio VIII, Piazza Croce Rossa 2, 00100 Roma - *Mineralogia.*
1969. Settepassi Ing. Francesco - Via G. Caccini 1, 00198 Roma - *Malacologia.*
1964. Setti Spagnesi Prof.ssa Vittoria (*Socia vitalizia*) - Via B. Marcello 53, 20124 Milano.
1949. Sevesi Avv. Achille - Piazza L. Cadorna 6, 20123 Milano - *Ornitologia.*
1936. Sicardi Dr. Ludovico - Corso XI Febbraio 21, 10152 Torino e Via Duca degli Abruzzi 33, 18038 San Remo (posta: C.P. 56) - *Vulcanologia.*
1960. Sini Geom. Severo - Via Prada 33, 24018 Villa d'Almè (Bergamo).
1953. Società Montecatini Edison Spa, Documentazione Generale e Biblioteca - Foro Bonaparte 31, 20121 Milano.
1963. Società Malacologica Italiana - Presso Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano.
1968. Società per la Biblioteca - Largo 5 Maggio, 50019 Sesto Fiorentino (Firenze).
1966. Soderi Andrea - Via Paderno 35, 24068 Seriate (Bergamo) - *Limnologia.*
1964. Soggetti Dr. Francesco - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Via A. Bassi 4, 27100 Pavia.

1969. Solimene Salvatore - Via Libertà 219, 80055 Portici (Napoli) - *Geologia.*
1938. Sommani Prof. Ernesto - Via Oslavia 8, 00195 Roma - *Idrobiologia, Pescicoltura. Ecologia e sistematica dei vertebrati.*
1937. Sommaruga Dr. Claudio - Via Sismondi 62, 20133 Milano - *Geologia, Speleologia.*
1958. Sonzini Lorenzo - Via Tolmezzo 3, 20132 Milano - *Paletnologia, Paleontologia.*
1940. Sordi Dr. Mauro - Via Coccoluto Ferrigni 18, 57100 Livorno - *Biologia.*
1966. Spada Dr. Antonio - Via A. Callegari 4, 25100 Brescia - *Mineralogia.*
1964. Spanò Dr. Silvio - Istituto di Zoologia dell'Università, Via Balbi 5, 16126 Genova - *Ornitologia.*
1954. Steiner Werner (*Socio vitalizio*) - Via Orselina 15, 6600 Muralto (Svizzera).
1965. Stigliano Dr. Michele - B.P. 100 Ambassade d'Italie, Kinshasa, Rep. Dém. Congo.
1954. Storti Dr. Ing. Costantino - Via Niccolini 26, 20154 Milano - *Preistoria.*
1942. Straneo Dr. Ing. Lodovico - Viale Romagna 10, 20133 Milano - *Entomologia: Coleotteri Carabidi del Globo.*
1964. Strina Giovanni - Via Soderini 19, 20146 Milano - *Geologia, Mineralogia.*
1966. Strobino Dr. Federico - Via XX Settembre 33, 13011 Borgosesia (Vercelli).
1958. Strumia Franco - Istituto di Fisica dell'Università, Piazza Torricelli 2, 56100 Pisa.
1953. Stucchi Dr. Carlo - 20012 Cuggiono (Milano) - *Botanica.*
1958. Sturani Prof. Carlo - Direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino.
1950. Susini Arch. Antonio - Via Volterra 6, 20146 Milano.
1948. Szirak Dr. Zoltan - Via S. Fermo 7, 28048 Pallanza (Novara) - *Mineralogia, Paleontologia, Malacologia.*
1966. Tabassi Annibale - Ufficio Postale, 30100 Murano (Venezia) - *Preistoria, Malacologia.*
1927. Taccani Avv. Carlo - Viale Premuda 38, 20129 Milano - *Entomologia: Lepidotteri.*
1970. Taccagni Dr. Antonio - Via Lavello 2, 24032 Calolziocorte (Bergamo) - *Paleontologia.*
1968. Tagliabue Dr. Egidio - Largo Promessi Sposi 1, 20142 Milano - *Botanica.*
1952. Tagliaferri Sac. Ivanhoe - Via Goito 6, 20025 Legnano (Milano) - *Paleontologia.*
1928. Taibel Prof. Alulah - Via Fra due Arni 28, 56100 Pisa - *Ornitologia.*
1963. Tedeschi Per. Ind. Riccardo - Via Santa Restituta, Palazzo Franchitto, 03043 Cassino (Frosinone) - *Mineralogia, Paleontologia, Paletnologia.*

1961. TERNI Arduino (*Socio vitalizio*) - Direttore del Giardino Zoologico, Parco Michelotti, 10131 Torino.
1969. THEY Dr. Alberto - Via Vecchio Ospedale 15, 19100 La Spezia - *Mineralogia, Geologia.*
1964. TICOZZI Franco - Largo Esterle 4, 20052 Monza (Milano) - *Speleologia.*
1955. TODISCO Giovanni - Viale Giovanni XXIII 100, 10015 Ivrea (Torino).
1954. TOFFOLETTO Avv. Ferdinando - Via Marcona 26, 20129 Milano - *Malacologia.*
1945. TOMASELLI Prof. Ruggero - Direttore dell' Istituto e dell'Orto Botanico dell'Università, Via S. Epifanio 14, 27100 Pavia.
1966. TONIELLO Vladimiro - Via del Maniero 17, 31029 Vittorio Veneto (Treviso).
1958. TONINI Teresa - Via F. Abbiati 3, 20148 Milano - *Botanica.*
1933. TONOLLI PIROCCHI Prof.ssa Livia (*Socia vitalizia*) - Istituto Italiano di Idrobiologia « Dott. Marco de Marchi », 28048 Pallanza (Novara) - *Ecologia acqua dolce.*
1955. TORCHIO Dr. Menico (*Socio vitalizio*) - Direttore dell'Acquario Civico, Via Gadio 2, 20121 Milano - *Biologia marina.*
1966. TORNAGHI ZAMBRINI Prof.ssa Maria - Via Cherubini 6, 20145 Milano.
1951. TORNIELLI Dr. Annibale - 43010 Pilastro (Parma) - *Ornitologia.*
1968. TORRETTA Umberto - Via Marconi 8, 20042 Albiate Brianza (Milano).
1943. TORRI Luigi - Viale Piave 6, 24030 Caprino Bergamasco (Bergamo) - *Geologia, Mineralogia, Paleontologia.*
1968. TORRIANI Attilio - Via Frasnito 45, 24016 S. Pellegrino Terme (Bergamo) - *Entomologia, Botanica.*
1932. TORTONESE Prof. Enrico - Direttore del Museo Civico di Storia Naturale, Via Brigata Liguria 9, 16121 Genova - *Ittiologia, Echinologia, Biologia marina.*
1940. TOSCHI Prof. Augusto - Direttore del Laboratorio di Zoologia Applicata alla Caccia, Via S. Giacomo 9, 40126 Bologna - *Ecologia dei Vertebrati, Mammalogia.*
1965. TROVATI Geom. Ezio - Via Ripamonti 223/37, 20141 Milano - *Mineralogia.*
1949. TURCHI Rag. Giuseppe - Viale Certosa 273, 20156 Milano - *Mineralogia.*
1957. TURNER Franco - Via Ruggero Settimo 2, 20146 Milano - *Geologia, Paleontologia.*
1963. URIO Rag. Italo - Via De Sanctis 73, 20141 Milano - *Malacologia.*
1962. VAGHI Prof.ssa Carla - Viale Lombardia 86, 20131 Milano - *Paleontologia.*
1946. VALLE Prof. Antonio - Direttore del Museo Civico di Scienze Naturali, Piazza Cittadella, 24100 Bergamo - *Acarologia.*
1969. VANIN Adriano - Via Zanella 48/7, 20133 Milano - *Speleologia.*
1965. VANOSSI Dr. Mario - Istituto di Geologia dell'Università, Strada Nuova 45, 27100 Pavia.
1962. VARISCO Ambrogio - Via Cantù 9, 20037 Paderno Dugnano (Milano) - *Paleontologia, Mineralogia.*

1963. VEGGIANI Dr. Ing. Antonio - Via Garibaldi 44, 47025 Mercato Saraceno (Forlì) - *Geologia, Paleontologia.*
1968. VENDEGNA Dr. Valerio - Piazza Guardi 2, 20133 Milano.
1962. VENIALE Prof. Fernando - Istituto di Mineralogia dell'Università, Via A. Bassi 4, 27100 Pavia - *Giacimenti minerari.*
1936. VENZO Prof. Sergio (*Socio vitalizio*) - Direttore dell' Istituto di Geologia dell'Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Geologia, Paleontologia.*
1970. VESCOVI Dr. Mariano - Via Ippodromo 134, 20151 Milano - *Malacologia.*
1920. VIALLI Prof. Maffo - Istituto di Anatomia Comparata dell'Università, Palazzo Botta, 27100 Pavia - *Istologia.*
1939. VIALLI Prof. Vittorio (*Socio vitalizio*) - Cattedra di Paleontologia, Istituto di Geologia dell'Università, Via Zamboni 63, 40127 Bologna - *Paleontologia.*
1947. VIALLI SACCHI Prof.ssa Giulia - Direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università, Strada Nuova 65, 27100 Pavia - *Paleontologia.*
1946. VIGONI Ignazio (*Socio vitalizio*) - 22017 Menaggio (Como) - *Botanica.*
1960. VIOLA Dr. Marino - 15058 Viguzzolo (Alessandria).
1942. VIOLA Dr. Severino - Via Teodosio 57, 20131 Milano - *Botanica: Fanerogame e Funghi.*
1968. VIRIGLIO Ing. Aurelio - Via Ressi 34, 20125 Milano - *Geologia, Mineralogia.*
1968. VISCONTI Dr. Massimo - Via Misurina 22, 21100 Varese - *Geologia.*
1960. VOLPI Dr.ssa Alice - Via Nazario Sauro 9, 24100 Bergamo.
1967. VOMERO Vincenzo - Corso Trieste 171, 00198 Roma - *Entomologia.*
1965. VOSPINI Pasquale - Via 24 Maggio, 22030 Proserpio (Como) - *Mineralogia.*
1966. ZAMBELLI Rocco - Museo Civico di Scienze Naturali, Piazza Cittadella, 24100 Bergamo.
1964. ZANELLA Dr. Eugenio - Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo Carignano, 10123 Torino.
1925. ZANGHERI Prof. Cav. Pietro - Corso Diaz 182, 47100 Forlì - *Biogeografia, Geobotanica.*
1967. ZANOTTI Enrico - Via P. Giacometti 1/5, 16143 Genova - *Mineralogia.*
1954. ZANZUCCHI Prof. Giorgio - Istituto di Geologia dell'Università, Via Massimo d'Azeglio 85, 43100 Parma - *Geologia.*
1922. ZAVATTARI Prof. Edoardo (*Socio vitalizio*) - Via Cirenaica 8/7, 16146 Genova - *Biogeografia.*
1970. ZEZZA Dr. Fulvio - Istituto di Geologia Applicata della Facoltà di Ingegneria, Corso Cavour 2, 70121 Bari - *Geologia.*
1963. ZEZZA Dr. Ugo - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Via A. Bassi 4, 27100 Pavia.
1957. ZINONI Prof.ssa Adriana - Via del Brolo 67, 25060 Stocchetta, Villaggio Prealpino (Brescia).
1965. ZUCCHELLI Pietro - Via G. B. Morgagni 5, 20129 Milano - *Mineralogia.*
1965. ZUCCOLI Prof.ssa Tina - Viale Crispi 36, 41100 Modena - *Geografia.*

ELENCO DEI SOCI BENEMERITI

(I millesimi indicano gli anni di appartenenza alla Società)

1870-1910. Salmoiraghi Prof. Ing. Francesco - Milano.

1856-1919. Bellotti Dott. Comm. Cristoforo - Milano.

1899-1936. De Marchi Dott. Gr. Uff. Marco - Milano.

1937-1951. De Marchi Curioni Rosa - Milano.

1909-1957. Parisi Dott. Bruno - Roverè della Luna (Trento).

1929-1958. Magistretti Dott. Ing. Luigi - Milano.

Si prega vivamente di voler segnalare alla Segreteria della Società eventuali omissioni od errori.

SUNTO DEL REGOLAMENTO DELLA SOCIETÀ

(Data di fondazione: 15 Gennaio 1856)

Scopo della Società è di promuovere in Italia il progresso degli studi relativi alle Scienze Naturali.

I Soci possono essere in numero illimitato.

I *Soci annuali* pagano una quota d'ammissione di L. 500 e L. 3.000 all'anno, *nel primo bimestre dell'anno, e sono vincolati per un triennio.* Sono invitati alle sedute, vi presentano le loro Comunicazioni, e ricevono gratuitamente gli *Atti* e la Rivista *Natura.*

Si dichiarano *Soci benemeriti* coloro che mediante cospicue elargizioni hanno contribuito alla costituzione del capitale sociale o reso segnalati servizi.

La *proposta per l'ammissione d'un nuovo Socio* deve essere fatta e firmata da due soci mediante lettera diretta al Consiglio Direttivo.

La corrispondenza va indirizzata alla « Società Italiana di Scienze Naturali, presso Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano ».

AVVISO IMPORTANTE PER GLI AUTORI

Gli originali dei lavori da pubblicare vanno dattiloscritti a righe distanziate, su un solo lato del foglio, e nella loro redazione completa e definitiva, compresa la punteggiatura. Le eventuali spese per correzioni rese necessarie da aggiunte o modifiche al testo originario saranno interamente a carico degli Autori. Il testo va preceduto da un breve riassunto in italiano e in inglese, quest'ultimo intestato col titolo in inglese del lavoro.

Gli Autori devono attenersi alle seguenti norme di sottolineatura:

———— per parole in *corsivo* (normalmente nomi in latino)

- - - - - per parole in carattere distanziato

===== per parole in Maiuscolo Maiuscoletto (per lo più nomi di Autori)

≡≡≡≡≡ per parole in **neretto** (normalmente nomi generici e specifici nuovi o titolini).

Le illustrazioni devono essere inviate col dattiloscritto, corredate dalle relative diciture dattiloscritte su foglio a parte, e indicando la riduzione desiderata. Tener presente quale riduzione dovranno subire i disegni, nel calcolare le dimensioni delle eventuali scritte che vi compaiano. Gli zinchi sono a carico degli Autori, come pure le tavole fuori testo.

Le citazioni bibliografiche siano fatte possibilmente secondo i seguenti esempi:

Grill E., 1963 - Minerali industriali e minerali delle rocce - *Hoepli,* Milano, 874 pp., 434 figg., 1 tav. f. t.

Torchio M., 1962 - Descrizione di una nuova specie di *Scorpaenidae* del Mediterraneo: *Scorpenodes arenai* - *Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano,* Milano, 101, fasc. II, pp. 112-116, 1 fig., 1 tav.

Cioè: Cognome, iniziale del Nome, Anno - Titolo - *Casa Editrice,* Città, pp., figg., tavv., carte; o se si tratta di un lavoro su un periodico: Cognome, iniziale del Nome, Anno - Titolo - *Periodico,* Città, vol., fasc., pp., figg., tavv., carte.

(segue in quarta pagina di copertina)

INDICE DEL FASCICOLO IV

(*continua dalla terza pagina di copertina*)

La Società concede agli Autori 50 estratti gratuiti con copertina stampata. Chi ne desiderasse un numero maggiore è tenuto a farne richiesta sul dattiloscritto o sulle prime bozze. I prezzi sono i seguenti:

Copie	25	50	75	100	150	200	300
Pag. 4:	L. 3.000	L. 3.500	L. 3.750	L. 4.000	L. 4.750	L. 5.500	L. 6.600
» 8:	» 3.750	» 4.250	» 4.500	» 5.000	» 5.750	» 6.500	» 8.100
» 12:	» 4.500	» 5.000	» 5.500	» 6.000	» 7.000	» 7.800	» 9.600
» 16:	» 5.500	» 6.000	» 6.500	» 7.000	» 8.000	» 9.000	» 11.200

La copertina stampata viene considerata come 4 pagine, non cumulabili con quelle del testo, e pertanto il suo prezzo è calcolato a parte.

Per deliberazione del Consiglio Direttivo, le pagine concesse gratuitamente a ciascun Socio sono 12 per ogni volume degli «Atti» o di «Natura». Nel caso il lavoro da stampare richiedesse un maggior numero di pagine, quelle eccedenti saranno a carico dell'Autore, al prezzo di L. 3.000 per pagina.

Il pagamento delle quote sociali va effettuato a mezzo del Conto Corrente Postale N. 3/52686, intestato a: «Soc. It. Scienze Naturali, Corso Venezia 55, 20121 Milano».